

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Martin LULÁK

**PŘÍRODNÍ PROSTŘEDÍ MĚSÍCE**

NATURAL ENVIRONMENT OF THE MOON

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Praha 2012

# **Zadání bakalářské práce**

## **Název práce**

Přírodní prostředí Měsíce

## **Cíle práce**

Hlavním cílem bakalářské práce je charakteristika současného stavu poznatků o přírodním prostředí Měsíce, a to na základě dostupné odborné literatury. V první části studie bude popsán vývoj Měsíce a zejména procesy, které vedly k podstatným rysům jeho morfologie. Druhá část práce bude zaměřena na porovnání vzniku a změn povrchových tvarů dvou velkých impaktních kráterů různého stáří, které budou vybrány s ohledem na možnost stanovení typů a rozsahu erozivních procesů od doby impaktní události do současnosti.

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Hlavními použitými metodami výzkumu jsou studium odborné literatury a kritický rozbor dostupných grafických a dalších dokumentačních podkladů. Texty a grafické přílohy této studie budou zpracovány standardním způsobem. Téma bakalářské práce je součástí jednoho z problémových okruhů, které jsou řešeny odborným týmem projektu Výzkumného centra dynamiky Země ČR.

Datum zadání: 27. 1. 2012

Jméno studenta: Martin Lulák

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Podpis vedoucího práce: .....

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 27. 8. 2012

Podpis

## **Poděkování**

Na tomto místě bych rád poděkoval panu prof. RNDr. Janu Kalvodovi, DrSc., za trpělivé vedení bakalářské práce a množství rad a podnětných připomínek. Dále pak panu prof. Dr. Jiřímu Březinovi, CSc., za konzultace a poskytnutí odborné literatury a v neposlední řadě také rodině za její podporu během celého studia.



## **Abstrakt**

V předložené bakalářské práci je na základě dostupné literatury popsán vývoj a současný stav přírodního prostředí Měsíce. Studie se zaměřuje především na morfologii nejvýraznějších povrchových tvarů, dále pak na vznik Měsíce a jeho geologický vývoj, popis vytváření a vývoje měsíčního regolitu a také na účinky kosmického zvětrávání na povrchové tvary Měsíce. Druhá část práce je zaměřena na morfologický popis velkých impaktních kráterů – Tycho a Plato. Vzhledem k různému stáří vybraných komplexních kráterů je možné porovnáním jejich vzhledu dokumentovat působení hlavních procesů, které se podílejí na vývoji povrchu Měsíce.

Klíčová slova: Měsíc, impaktor, impaktní krátery, kosmické zvětrávání, multiprstencová impaktní pánev, regolit, selenografie, Tycho, Plato

## **Abstract**

This presented bachelor paper aims to describe the environment of the Moon based on accessible publications. It is especially focused on the morphology of the most striking lunar landforms, as well as the origin of the Moon and its geological evolution, description of formation and characteristics of lunar regolith and effects of space weathering on lunar landforms. The second part of the paper is aimed at the morphological description of large impact craters – Tycho and Plato. Owing to the different age of these selected complex craters, it is possible by correlation of their patterns to demonstrate effects of main processes changing the Moon's surface.

Key words: Moon, impactor, impact craters, space weathering, multi-ring impact basin, regolith, selenography, Tycho, Plato

# Obsah

<b>1. Téma a cíle práce</b>	<b>9</b>
<b>2. Měsíc jako fyzikální těleso</b>	<b>10</b>
2.1 Vznik a geologický vývoj Měsíce	10
2.1.1 Vznik Měsíce	10
2.1.2 Geologický vývoj Měsíce	12
2.2 Povrch a stavba Měsíce	18
2.2.1 Vnitřní stavba Měsíce	18
2.2.2 Měsíční vysočiny, měsíční moře a vulkanismus na Měsíci	22
2.2.3 Impaktní krátery na povrchu Měsíce	28
2.2.4 Měsíční regolit, megaregolit a kosmické zvětvávání	39
2.2.5 Další tvary na měsíčním povrchu	46
2.3 Současná poloha Měsíce a jeho pohyby ve sluneční soustavě	50
<b>3. Vybrané impaktní krátery na povrchu Měsíce</b>	<b>53</b>
3.1 Tycho – nejmladší velký komplexní kráter na přivrácené straně Měsíce	53
3.1.1 Poloha, původ a stáří kráteru Tycho	53
3.1.2 Selenografie kráteru Tycho	56
3.2 Plato – komplexní kráter vyplněný utuhnutou lávou	64
3.2.1 Poloha, původ a stáří kráteru Plato	64
3.2.2 Selenografie kráteru Plato	67
<b>4. Diskuze</b>	<b>73</b>
<b>5. Závěry</b>	<b>75</b>
<b>6. Seznam použité literatury</b>	<b>76</b>

## Seznam obrázků

Obr. 1 Počítačová simulace efektu tečného impaktu Theii do Země	12
Obr. 2 Stratigrafická tabulka geologického vývoje Měsíce	13
Obr. 3 Geologická mapa Měsíce na konci nectarianu	14
Obr. 4 Geologická mapa Měsíce na začátku imbrianu	16
Obr. 5 Geologická mapa Měsíce na konci imbrianu	17
Obr. 6 Geologická mapa Měsíce během copernicanu	18
Obr. 7 Vnitřní stavba Měsíce	19
Obr. 8 Obsah Fe ve svrchních částech povrchu Měsíce	20
Obr. 9 Tloušťka kůry na Měsíci	21
Obr. 10 Seismometr PSEP instalovaný posádkou Apolla 11 na povrchu Měsíce	22
Obr. 11 Vzorek impaktní brekcie získaný posádkou Apolla 14	23
Obr. 12 Modely reliéfu během geologické historie Měsíce	24
Obr. 13 Topografická mapa Měsíce	25
Obr. 14 Rekonstrukce povrchu čerstvého lávového výlevu	26
Obr. 15 Měsíční meteorit NEA 003	28
Obr. 16 Porovnání měsíčního kráteru Tycho s pozemským kráterem Ries	29
Obr. 17 Závislost směru výtrysků při impaktu na úhlu dopadu impaktoru	30
Obr. 18 Základní morfologie impaktních kráterů	31
Obr. 19 Rozdíly ve tvaru jednoduchých a komplexních kráterů	32
Obr. 20 Jednoduchý impaktní kráter Linné	33
Obr. 21 Impaktní kráter vzniklý dopadem stupně S-IVB rakety Saturn V	34
Obr. 22 Centrální pahorek kráteru Tycho	35
Obr. 23 Centrální kruh kráteru Schroedinger	36
Obr. 24 Boční pohled na kráter Copernicus	36
Obr. 25 Impaktní multiprstencová pánev Mare Orientale	37
Obr. 26 Simulace rozmístění obřích plyných planet během PVB	38
Obr. 27 Měsíční krátery možného vulkanického původu	39
Obr. 28 Otisk boty od skafandru E. A. Aldrina (Apollo 11) v měsíčním regolitu	40
Obr. 29 Sklovitá impaktní brekcie	41
Obr. 30 Zap jamky na vzorku měsíční brekcie	42
Obr. 31 Sklovitá kulička extrahovaná z měsíčního regolitu	43
Obr. 32 Oranžový regolit nalezený posádkou Apolla 17	44
Obr. 33 Astronaut Eugene A. Cernan (Apollo 17) na povrchu Měsíce	46

Obr. 34 Vrásné hřebeny (wrinkle ridges) na povrchu Měsíce	47
Obr. 35 Hadleyho brázda	48
Obr. 36 Lunární dómy v okolí hory Mons Rümker	49
Obr. 37 Řetěz kráterů u kráteru Davy	50
Obr. 38 Část trajektorie Měsíce okolo Slunce	52
Obr. 39 Měsíc vyfotografovaný sondou Galileo	54
Obr. 40 Geologická mapa kráteru Tycho a jeho blízkého okolí	55
Obr. 41 Topografický model povrchu kráteru Tycho	56
Obr. 42 Sekundární impakt na dně kráteru Tycho	57
Obr. 43 Centrální pahorek kráteru Tycho	58
Obr. 44 Detail centrálního pahorku kráteru Tycho	58
Obr. 45 Stříkance impaktních tavenin na centrálním pahorku kráteru Tycho	59
Obr. 46 Chaotický terén na dně kráteru Tycho	60
Obr. 47 Akumulace proudů impaktních tavenin na okraji kráterového lemu Tychona	60
Obr. 48 Mohutný proud impaktních tavenin severně od kráteru Tycho	61
Obr. 49 Mozaika fotografií povrchu severně od Tychona ze sondy Surveyor 7	62
Obr. 50 Další proud impaktních tavenin u kráteru Tycho	63
Obr. 51 Šikmý pohled na kráter Tycho	64
Obr. 52 Poloha kráteru Plato na Měsíci	65
Obr. 53 Geologická mapa kráteru Plato a jeho blízkého okolí	66
Obr. 54 Topografický model povrchu kráteru Plato	67
Obr. 55 Převýšený příčný profil kráterem Plato	67
Obr. 56 Detail dna impaktního kráteru Plato	68
Obr. 57 Čerstvý impaktní kráter v kráteru Plato	69
Obr. 58 Sesuv velkého bloku na západním okraji kráteru Plato	70
Obr. 59 Detail východního lemu kráteru Plato	70
Obr. 60 Skalní výchozy v severním lemu kráteru Plato	71
Obr. 61 Brázdy okolo kráteru Plato	72
Obr. 62 Detail západní části Rimae Plato	72

## 1. Téma a cíle práce

Měsíc, nejbližší kosmický soused planety Země, a po Slunci druhý nejjasnější objekt na obloze, vždy přitahoval pozornost lidí. Změny jeho podob na obloze využili první pozorovatelé a učenci k sestavení a měření delších časových jednotek, než je střídání dne a noci. Díky jeho vzdálenosti, a v posledních desetiletích také vyspělosti kosmické techniky, se vědění o jediném přirozeném satelitu Země podstatně rozšířilo. Původní filozofické úvahy a odhady vystřídaly seriózní vědecké teorie o jeho vzniku a geologické historii, což výrazně pomohlo k pochopení vzniku a vývoje nejen naší planety, ale i celé sluneční soustavy.

Cílem bakalářské práce je podat přehled poznatků o současném přírodním prostředí Měsíce, a to zejména o procesech a událostech, které zformovaly jeho povrch. Představuje jednu z pilotních studií se zaměřením na identifikaci geomorfologických změn impaktních kráterů na Zemi, řešených v rámci víceoborového projektu Astronomického ústavu AV ČR.

Předložená bakalářská práce je rozdělena na dvě hlavní tematické části. První část studie se zabývá Měsícem jako fyzikálním tělesem, přičemž hlavní pozornost je věnována geologickému a morfologickému vývoji. Kromě těchto údajů je v této části práce uvedena poloha a pohyby Měsíce ve sluneční soustavě. Tyto fyzikální parametry ovlivňují, či podmiňují působení mnohých procesů, které povrch Měsíce vytvářely. Druhá část bakalářské práce je zaměřena na dva vybrané impaktní krátery a jejich komplexní popis, včetně jejich vzniku a změn morfologie. Zvolené krátery *Tycho* a *Plato* jsou přibližně stejně velké, avšak jejich stáří se podstatně liší. Porovnání morfologie těchto impaktních kráterů dokumentuje shodné projevy i variabilitu procesů, které se nejvýrazněji podílely na změnách povrchu Měsíce a určily tak jeho současnou podobu.

## **2. Měsíc jako fyzikální těleso**

Tato kapitola se zabývá především podrobným popisem fyzicko-geografických vlastností povrchu Měsíce. Je popsán vznik Měsíce, jeho vnitřní stavba a především tvary, které se na jeho povrchu vyskytují i s procesy jejich vzniku.

### **2.1 Vznik a geologický vývoj Měsíce**

Vznik Měsíce byl jednou z nejvýznamnějších událostí historie planety Země. Poměr velikosti Měsíce vůči Zemi z něj činí unikát mezi přirozenými družicemi planet sluneční soustavy. V následující části práce je podrobně popsán vznik Měsíce a jeho následný geologický resp. selenologický vývoj.

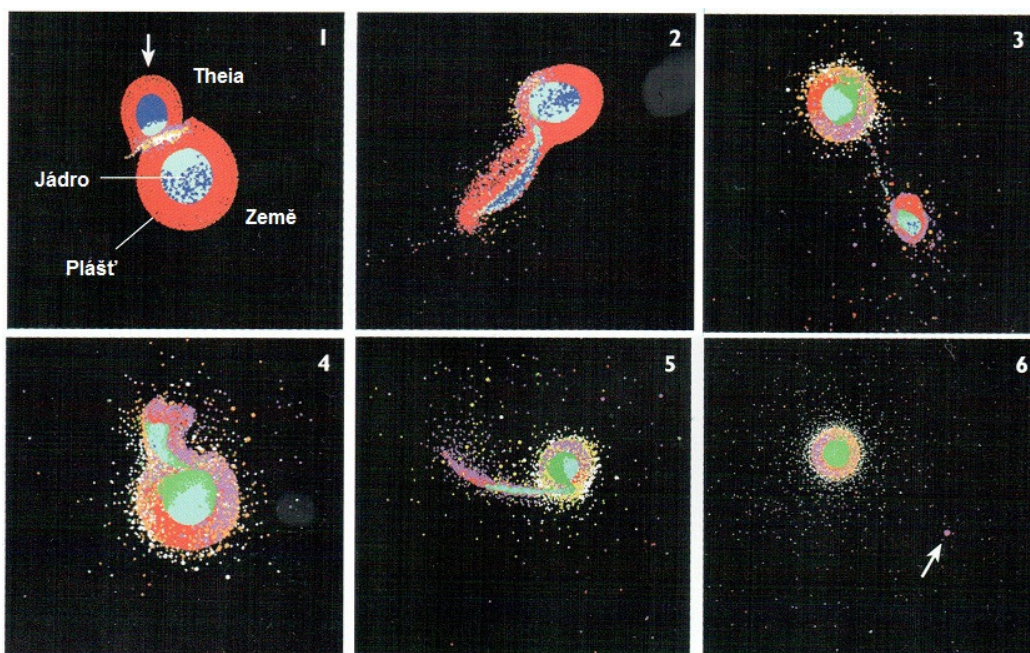
#### **2.1.1 Vznik Měsíce**

Hypotéz o vzniku Měsíce bylo ve 20. století vysloveno několik. Od hypotézy odtržení části hmoty rané Země v důsledku její rychlé rotace a tedy velké odstředivé síly od George Darwina (Binder 1974), přes hypotézu o zachycení Měsíce Zemí (Gabzdyl 2006), až po teorii o současném vzniku dvojplanety Země – Měsíc (Gabzdyl 2006). Všechny tyto hypotézy však měly závažné nedostatky, které byly překonány až v teorii o velkém impaktu nezávisle publikované dvěma skupinami výzkumníků W. K. Hartmanna a D. R. Davise (Hartmann, Davis 1975) a A. Camerona a W. Warda (Cameron, Ward 1976).

Nedostatky teorie odtržení Měsíce od Země byly především v chybějícím mechanismu, který by vysvětlil současnou velikost momentu hybnosti soustavy Země – Měsíc (Stevenson 1987, Hartmann 2005). Hypotéza o zachycení Měsíce Zemí je ještě hůře prokazatelná. Vzhledem k velice malému rozdílu hmotností (na poměry ve sluneční soustavě) obou těles by Měsíc do Země buď narazil, nebo by byl naopak gravitačně odkloněn na zcela jinou dráhu. Touto hypotézou navíc nelze vysvětlit velmi blízký poměr izotopů kyslíku v horninách Země a Měsíce, který napovídá, že obě tělesa vznikla v podobné části protoplanetární mlhoviny (Spudis 1999). Uvedená představa může dobře vysvětlit např. původ měsíce Neptunu Tritonu, případně dvojici měsíčků Marsu, či Phoebe u Saturnu, avšak v případě soustavy Země – Měsíc je vysoce nepravděpodobná. Také hypotéza o vzniku Země a Měsíce ze společného akrečního disku má závažné nedostatky. Nedokáže vysvětlit rozdílnost v poměrné velikosti kovového jádra obou těles. Také se předpokládá (Spudis 1999, Faure, Menning 2007), že pokud by ke vzniku Měsíce

ze společného akrečního disku došlo, ležela by oběžná dráha Měsíce kolem Země přibližně ve stejné rovině jako její rovník nebo v rovině ekliptiky.

V současné době existuje pouze jedna teorie o vzniku Měsíce, která je postupně rozvíjena a je považována za nejvíce pravděpodobnou. Tato teorie předpokládá, že do vznikající Země před cca  $4,53 \times 10^9$  let, tedy jen pár desítek milionů let po vzniku sluneční soustavy, narazila po tečné dráze protoplaneta velikosti Marsu (Fraknoi et al. 2000), která se zformovala v libračním bodu 5 soustavy Země – Slunce (obr. 1). Tato protoplaneta dostala jméno Theia (Gabzdyl 2006). Gigantický střet obou těles vyvrhnul obrovské množství materiálu (pravděpodobně především ze zemského pláště) na oběžnou dráhu Země. Tento materiál se během několika let zformoval do podoby disku, ze kterého se postupně utvořil základ Měsíce (Spudis 1999, Fraknoi et al. 2000, Hartmann 2005). Srážka také způsobila změnu úhlu rotační osy Země a výrazně urychlila její rotaci (Gabzdyl 2006). Při následném zformování Měsíce na oběžné dráze kolem Země, během kterého došlo k jeho úplnému roztavení, přišel Měsíc o těkavé látky a zároveň se jeho plášť obohatil o materiál z pláště Theii. Země se obohatila o Theino těžší jádro, což vysvětluje nižší průměrnou hustotu Měsíce ( $3\,340 \text{ kg.m}^{-3}$  oproti průměrné hustotě Země  $5\,250 \text{ kg.m}^{-3}$ , Hartmann 2005) a výrazně nižší podíl kovových prvků v jeho složení (Spudis 1999, Fraknoi et al. 2000, Hartmann 2005). Další důkazy, které hypotézu střetu Theii se Zemí potvrzují, jsou velikost momentu setrvačnosti soustavy Země – Měsíc, který je největší ve sluneční soustavě (Gabzdyl 2006) a je roven  $8.849 \times 10^{34} \text{ kg.m}^2$  (Křížek 2008), dále postupně se zvyšující vzájemná vzdálenost (dnes se Měsíc vzdaluje o 3,8 cm/rok, přičemž před  $650 \times 10^6$  lety, kdy byl pozemský den kratší o více než 2 h, se Měsíc vzdaloval o 1,95 cm/rok; Williams 1997, Chapront et al. 2002), současný úhel sklonu rotační osy Země ( $23^\circ 26' 21,4119''$ ; [5]), nedostatek těkavých látek v měsíčních horninách a téměř stejný poměr izotopů kyslíku  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$  v horninách na Měsíci a Zemi (Clayton et al. 1984, Spudis 1999).



Obr. 1 Počítačová simulace efektu gigantického tečného impaktu Theii do vznikající Země. Velká část plášťů obou těles se při střetu vypařila, část zkondenzovala a vytvořila na orbitě Země akreční disk, z kterého se během několika let vytvořil zárodek Měsíce – šipka na obrázku 6 (The New Solar System; Beatty et al. 1999).

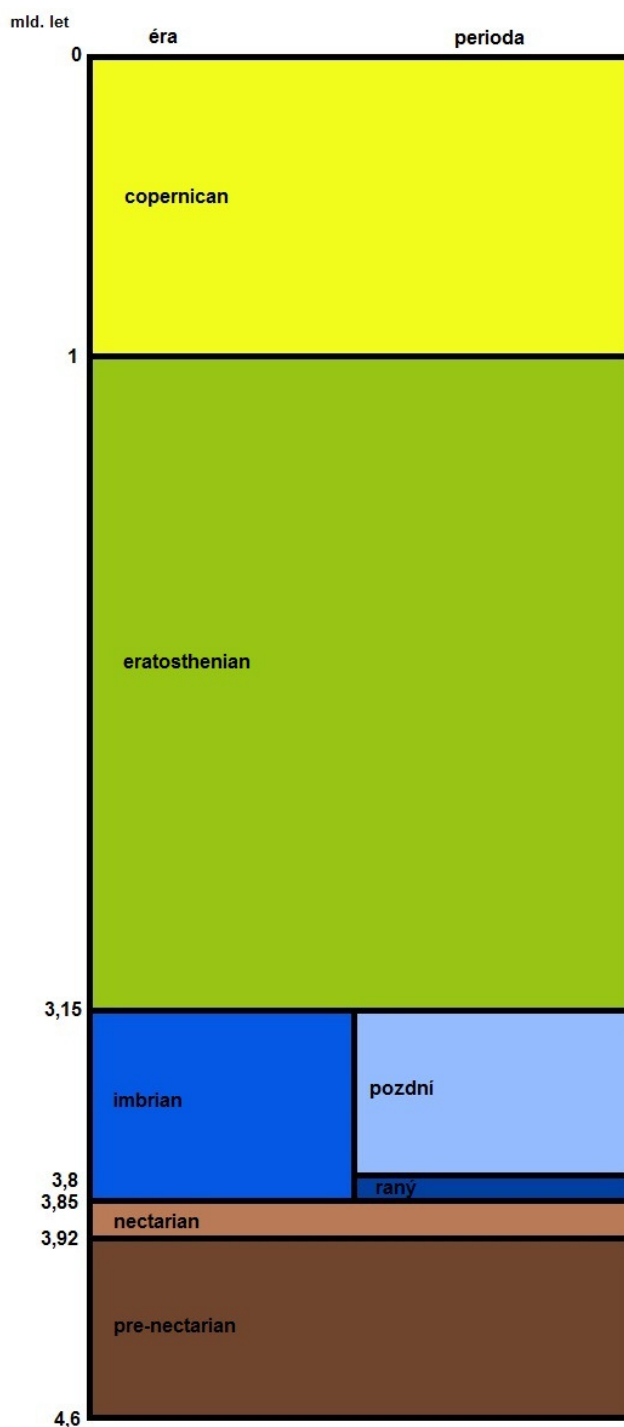
Řada autorů tuto katastrofickou událost také považuje za jeden ze zásadních předpokladů ke vzniku života na Zemi. Měsíc se po svém zformování nacházel mnohem blíže Zemi než v současné době, kdy je to v průměru 384 399 km (Lang 2011), a postupně vzdaluje o 3,8 cm za rok (Chapront et al. 2002). V předpaleozoické geologické minulosti měl tedy Měsíc podstatně větší slapové účinky na planetu Zemi, což způsobovalo výrazné denní změny ve výšce hladiny oceánů. Jako další velmi důležitý aspekt nápomocný ke vzniku a především udržení života na Zemi někteří autoři (Goldsmith a Owen 1979, Hartmann 2005) uvádějí fakt, že blízkost a velikost (tedy i hmotnost) Měsíce a jeho slapové vlivy na Zemi výrazně napomohly udržet osu zemské rotace fixovanou ve stejné poloze výraznou dobu jejich vzájemné existence (dochází pouze k malým precesním a dalším výkyvům). Shodují se, že nebýt tohoto vzájemného vlivu, docházelo by poměrně často ke změnám rotační osy, a tedy k obrovským klimatickým výkyvům na Zemi, podobně jako například na Marsu.

### 2.1.2 Geologický vývoj Měsíce

Systematické výzkumy Měsíce umožnily vytvořit stratigrafické členění (obr. 2) jeho vývoje až na úroveň, která je v podstatě akceptována jako jednotlivé éry (Shoemaker, Hackman 1962, Leonardi 1976, Wilhelms 1987, Rühl 1991, Spudis 1999, Hartmann 2005,



Gabzdyl 2006). Názvy měsíčních stratigrafických ér byly zvoleny dle významných tvarů, které v daném období vznikly (Shoemaker, Hackman 1962).



Obr. 2 Stratigrafická tabulka geologického vývoje Měsíce.

### Pre-Nectarian ( $4,6 \times 10^9$ – $3,92 \times 10^9$ let)

Začátek této éry je definován jako počátek zformování a zchladnutí měsíční anortozitové kůry. Před zchladnutím byla velká část Měsíce po jeho zformování na orbitě Země roztavena, což způsobilo hustotní diferenciaci celého měsíčního tělesa. Konec pre-

nektarianské éry je kladen do doby, kdy vznikla velká impaktní pánev Nectaris. Během této éry také vznikly nejstarší pevninské povrchy s nejvyšší hustotou impaktních kráterů a také například velká Ainkenova impaktní pánev blízko jižního pólu Měsíce (Wilhelms 1987, Spudis 1999, Gabzdyl 2006).

### **Nectarian** ( $3,92 \times 10^9 - 3,85 \times 10^9$ let)

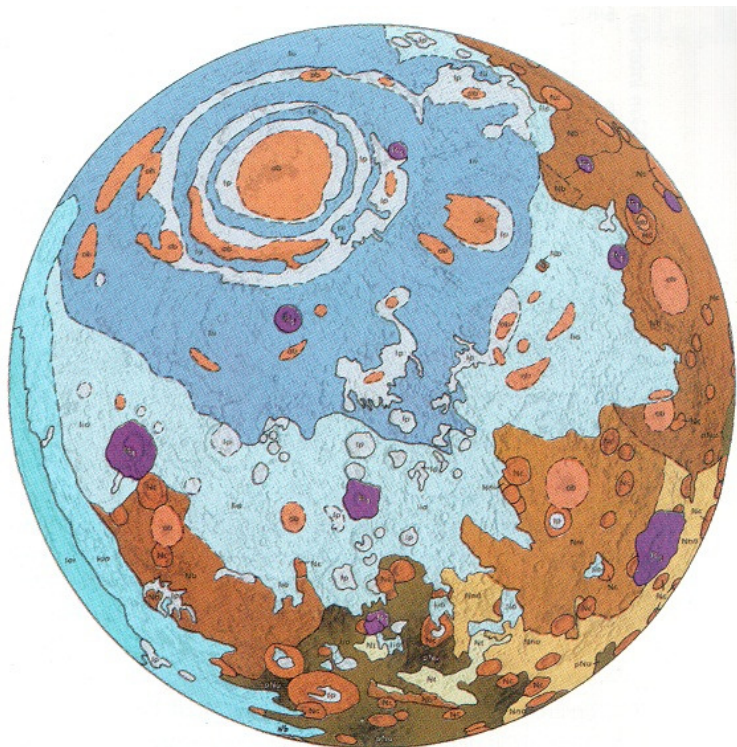
Počátek této éry je určen obdobím vzniku impaktní pánve Nectaris. V nectarianu se formovala většina velkých multiprstencových pánví na přivrácené straně Měsíce a docházelo k prvním rozsáhlým výlevům bazaltických hornin do těchto pánví (obr. 3).



*Obr. 3 Geologická mapa Měsíce na konci nektarianské éry těsně před vznikem pánve Imbrian. Hnědá barva reprezentuje depozity pre-nectarianu a nectarianu. Růžová barva znázorňuje vyvřelé bazalty, které jsou v současnosti již zakryty dalšími vyvřelinami, které tvoří současná měsíční moře (The New Solar System; Beaty et al. 1999).*

### **Imbrian** ( $3,85 \times 10^9 - 3,15 \times 10^9$ let)

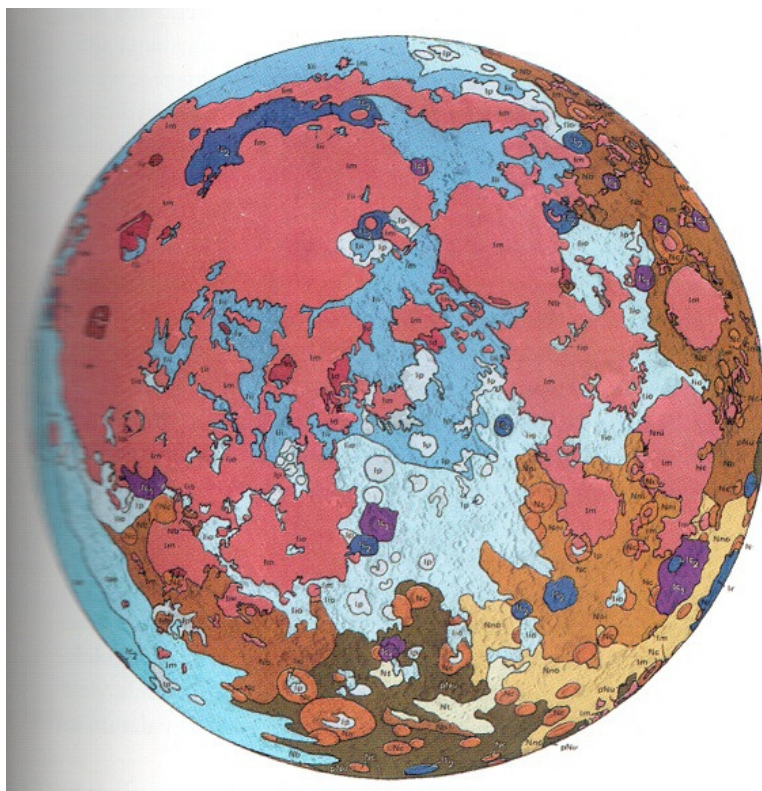
Jako jediná éra stratigrafie Měsíce se imbrian dále dělí na dvě periody a to na ranou ( $3,85 \times 10^9 - 3,80 \times 10^9$  let) a pozdní ( $3,80 \times 10^9 - 3,15 \times 10^9$  let) periodu. Raný imbrian trval pouze 50 milionů let. Jeho hlavními znaky jsou konec tzv. posledního velkého bombardování impakty a především vznik velkých impaktních pánví. Například Mare Imbrium v té době vzniklo obrovským impaktem planetky o průměru cca 100 km (obr. 4). Během pozdního imbrianu docházelo k zaplnění těchto velkých impaktních pánví výlevnými horninami s velmi nízkou viskozitou a tedy ke vzniku dnešních měsíčních moří (obr. 5). Spolu s touto výlevnou činností také docházelo k pyroklastickým erupcím. K výlevům bazaltických hornin napomohl ohřev teplem radioaktivního původu, který roztavil podpovrchové vrstvy Měsíce. Dalším činitelem, který vulkanickou činnost podporoval, byl slapový ohřev, který na Měsíc v té době výrazně působil – Měsíc byl blíže Zemi a navíc ještě neměl vázanou rotaci. Na konci imbrianu vnitřní aktivita Měsíce v podstatě ustala. Slábnoucí radioaktivní ohřev již nestačil natavit vyšší vrstvy měsíčního pláště. Po obrovských výlevech těžších bazaltických hornin do moří převážně na přivrácené straně, což způsobilo velkou nerovnoměrnost v homogenitě rozdělení hmoty celého Měsíce, se jeho rotace „uzamkla“ na vázanou vůči Zemi a tak slapový ohřev již podstatně nenapomáhal k dalšímu zahřívání a tavení hmoty pod jeho povrchem (Spudis 1999; Fraknoi et al. 2000).



Obr. 4 Geologická mapa znázorňující Měsíc po zformování pánve Orientale (levá dolní část zakreslená světle modrou barvou), tedy cca před  $3,8 \times 10^9$  roky (The New Solar System; Beatty et al. 1999).

### **Eratosthenian** ( $3,15 \times 10^9$ - $\sim 1,0 \times 10^9$ let)

Nejdelší éra měsíční stratigrafie zahrnuje již klidnější období, ve kterém byly příčinou výrazných a rychlých změn na povrchu Měsíce převážně impakty. Tyto impaktní události však již byly podstatně méně časté než v raných dobách vývoje Měsíce. Éře eratosthenian náleží především impaktní krátery, které již nemají dobře viditelné světlé paprsky impaktních vyvrženin a jsou nápadně více rozrušeny následnými denudačními procesy (obr. 6). Názorným příkladem takového typu kráteru je Erasthenes, po kterém se tato éra nazývá (Wilhelms 1987).

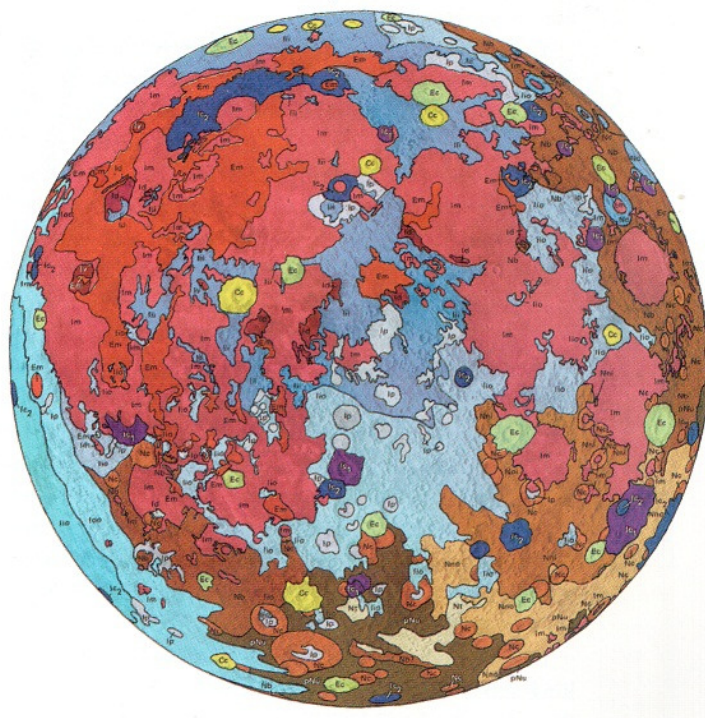


Obr. 5 Geologická mapa Měsíce na konci éry Imbrian. Červená a růžová barva reprezentuje výlevné bazalty měsíčních moří, které překryly depozity v pánvi Mare Imbrium (modrá barva). Tato mapa zobrazuje Měsíc před cca  $3,2 \times 10^9$  roky (The New Solar System; Beatty et al. 1999).

### **Copernican** ( $\sim 1,0 \times 10^9$ let – do dnes)

Éře copernican náleží nejmladší tvary měsíčního povrchu impaktního původu především nejmladší krátery typu Copernicus, či Tycho s dobře viditelnými světlými paprsky sekundárních impaktů a vyvrženin (obr. 6). V období copernican se také formoval regolit na povrchu Měsíce do podoby, která je známá dnes (Gabzdyl 2006).





Obr. 6 Současná geologická mapa Měsíce. Zeleně jsou zobrazeny krátery éry erastothenean, které již mají zahlazené paprsky. Žlutě jsou zvýrazněny krátery nejmladší, náležící éře copernican, s dobře patrnými sekundárními krátery a světlými paprsky (The New Solar System; Beatty et al. 1999).

## 2.2 Povrch a stavba Měsíce

Povrch Měsíce je unikátním artefaktem jeho bouřlivé geologické minulosti, ale i historie sluneční soustavy. V následující podkapitole je podrobně popsána vnitřní stavba Měsíce a rozmanitá povrchová morfologie.

### 2.2.1 Vnitřní stavba Měsíce

Měsíc má dostatečnou velikost a hmotnost, aby dosáhl hydrostatické rovnováhy a tedy přibližně kulovitého tvaru. Během svého vývoje Měsíc prošel hustotní diferenciací (Rükl 1991). Vnitřek Měsíce (obr. 7) je složen z malého vnitřního jádra o poloměru cca  $240 \pm 10$  km, které je pravděpodobně tvořeno především železem s malým podílem síry a niklu (Williams et al. 2006, Březina 2012). V současné době se předpokládá, že jádro již není tekuté, čemuž nasvědčuje například neexistence bipolárního magnetického pole okolo Měsíce (Fraknoi et al. 2000). Jiné výzkumné týmy však argumentují, že jádro může být stále tekuté (Williams et al. 2006) a právě přítomnost příměsí jako je síra, tomu může napomoci, protože tento prvek snižuje teplotu tání taveniny obsažené v jádře. Teplota měsíčního jádra by měla být kolem 1600 – 1700 K (Weber et al. 2011). Paleomagnetické studie vzorků z měsíčních moří potvrzují, že v době jejich formování, tedy před cca 3,8 x

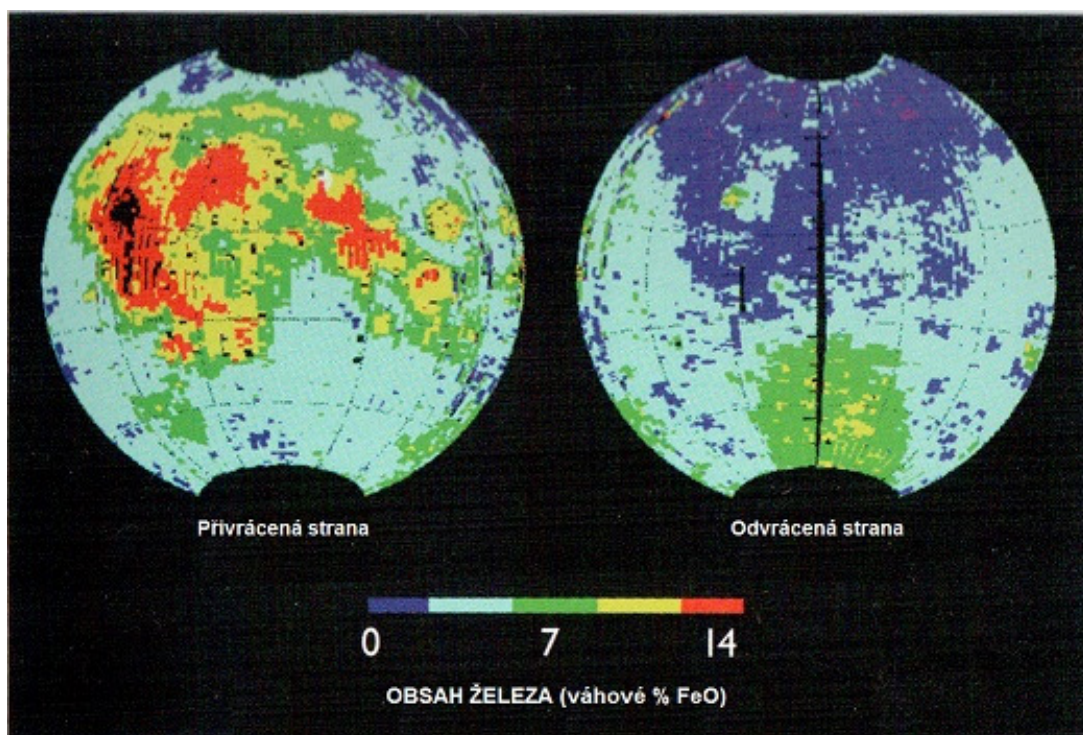
$10^9$  roky, existovalo slabé magnetické pole. Tyto data nasvědčují tomu, že se jádro zformovalo jen chvíli před tímto obdobím. Magnetické pole však nebylo nikdy dostatečně silné, protože měsíční jádro není dostatečně velké (Hartmann 2005).



Obr. 7 Vnitřní stavba Měsíce. Ze schématu je zřejmé, že již jen malá část vnitra Měsíce je v tekutém stavu, což má za následek, že Měsíc je v současné době v podstatě geologicky neaktivní (Pauer 2011).

Vnitřní pevné jádro obklopuje tekuté vnější jádro, složené také převážně ze železa, které má poloměr  $330 \pm 20$  km. Hustota této vrstvy je přibližně  $5 \text{ g/cm}^3$  (Weber et al. 2011), zatímco hustota celého měsíčního tělesa je přibližně  $3,3 \text{ g/cm}^3$  (Rükl 1991). Nad jádrem se dále nachází vrstva spodního pláště mocná cca 150 km, tedy o poloměru  $480 \pm 20$  km (Březina 2012). Teploty jsou zde již tak vysoké, že je tato část měsíčního nitra v polotekutém stavu [2].

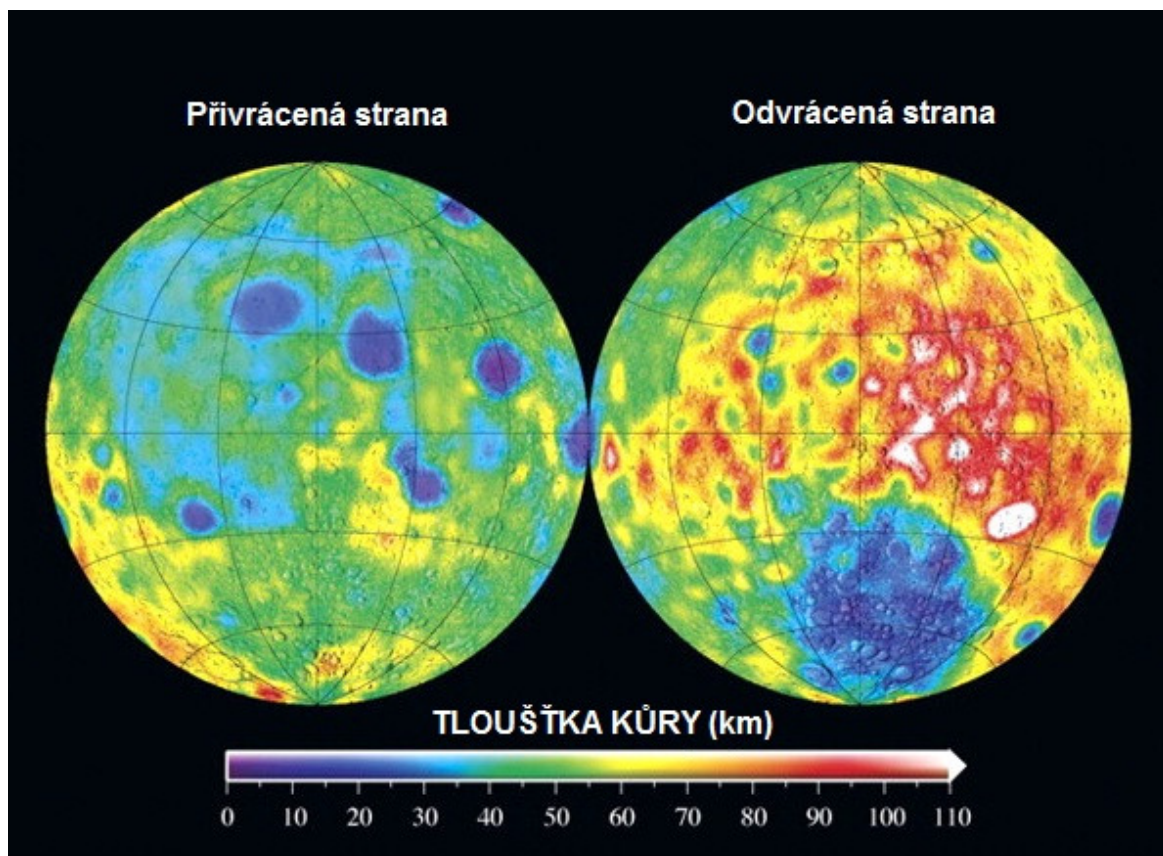
Svrchní mafický plášť tvořený z převážné části olivínem, klinopyroxenem a ortopyroxenem, má vyšší podíl železa než plášť zemský a sahá takřka k povrchu Měsíce [2]. Od okolního prostoru ho odděluje poměrně silná vrstva kůry, tvořená především anortozity bohatými na vápník a hliník (měsíční vysočina) a bazalty (měsíční moře), které mají vyšší zastoupení hořčíku, železa a titanu (obr. 8). Svrchní plášť Měsíce neobsahuje žádnou vodu a je tvořen pevnými ztuhými horninami.



Obr. 8 Sonda Clementine na začátku 90. let provedla mapování obsahu železa ve svrchních částech měsíčního povrchu. Z obrázku je patrné, že vysoký obsah železa je především ve výlevných horninách měsíčních moří na přivrácené straně. Jediná větší anomálie na odvrácené straně je na jihu v místě Aitkenovy pánve, kde v pre-nectarianu došlo k obrovskému impaktu, který odstranil velkou část zdejší kůry a vystavil na povrchu svrchní plášť bohatý na železo (The New Solar System; Beatty et al. 1999).

Kůra Měsíce je průměrně silná okolo 60 km, avšak na přivrácené straně je o 15 – 20 km tenčí, než na jeho odvrácené straně (obr. 9). Tato nesouměrnost způsobuje nerovnoměrné rozdělení hmoty, které napomáhá udržovat vázanou rotaci se Zemí, což také napomohlo k vytvoření velkých měsíčních moří na přivrácené straně. Výlevné horniny nemusely překonávat silnější vrstvu kůry jako na odvrácené straně, která je na měsíční moře výrazně chudší (Březina 2012). V blízkosti obou pólů Měsíce, tedy v místech věčného stínu, byla v kůře potvrzena přítomnost vody ve formě ledu, která sem byla pravděpodobně zanesena kometami (Faure, Mensing 2007). Obsah ledu v měsíčním regolitu na těchto místech je asi 0,3 – 1 % (Hartmann 2005).



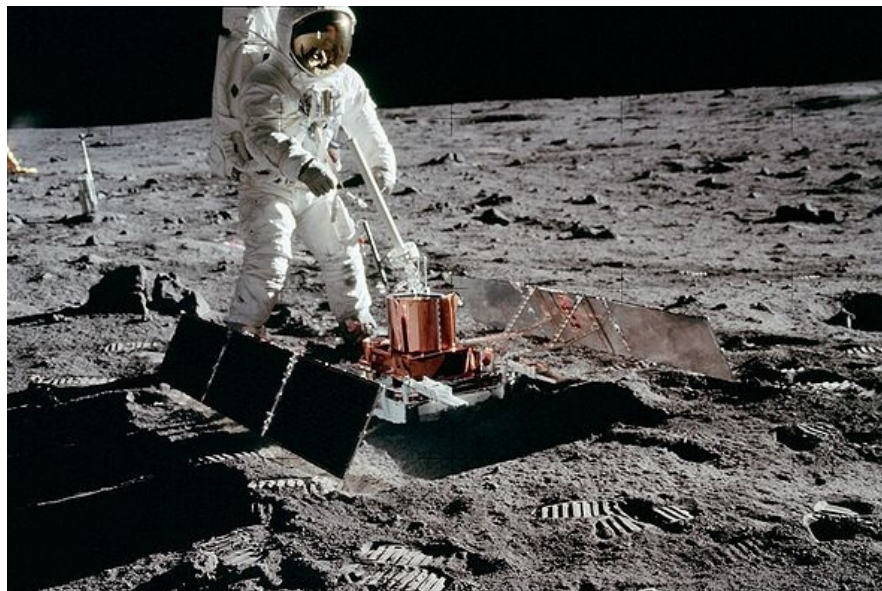


Obr. 9 Pomocí měření tíhových anomálií a předpokladů vycházejících z vlastností hornin v daných místech byla vytvořena tato mapa tloušťky kůry Měsíce. Modrá místa minimální tloušťky kůry jsou především v místech velkých impaktních pánví – na přivrácené straně např. Mare Imbrium, Mare Crisium, či na odvrácené pánvi Aitkenova, kde velké impakty odvrhly velkou část původní měsíční kůry. Tyto prohlubně byly následně vyplněny výlevnými horninami s velmi nízkou viskozitou (geoscienceworld.org; [3]).

I na Měsíci dochází k zemětřesením, v tomto případě přesněji k „měsícetřesením“. Vzhledem k nízké geologické aktivitě jsou slabá a pravidelněji k nim dochází v podstatě pouze tehdy, když se Měsíc nachází v apogeu, nebo perigeu [2]. Hlavní příčinou vzniku sesmických otřesů jsou tedy slapové síly vznikající v těchto místech oběžné dráhy Měsíce (viz kapitola 2.3), a nikoliv samotná geologická aktivita vnitřku tělesa. Kromě těchto vnitřních měsícetřesení (jejichž hloubka hypocentra je většinou okolo 700 km [2], tedy na rozhraní mezi pevným svrchním pláštěm a polotekutým spodním) také dochází k otřesům, které jsou způsobeny impakty. Tyto impaktní události jsou však v dnešní době výrazně méně časté (obr. 10).

Dalším typem měsícetřesení jsou otřesy, které vznikají termálně – ochlazením kůry během měsíční noci. Měsíční noc trvá přibližně 14 dní, během nichž se kůra výrazně ochlazuje. Následně při přechodu na otevřené sluneční světlo dochází k dilataci zahřáté kůry (teplotní rozdíly mezi měsíčním dnem a nocí se pohybují okolo 300 K, Rükl 1991)

a tato dilatace vyvolává slabé a mělké otřesy. Celková uvolněná energie při průměrném měsíčetřesení je  $100 \times 10^9$  krát menší, než u průměrného zemětřesení na planetě Zemi (Fraknoi et al. 2000).



Obr. 10 Všechny informace o seismické aktivitě Měsíce pocházejí ze seismometrů soupravy ALSEP (Apollo Lunar Surface Experiment Package), které na povrch Měsíce instalovali američtí astronauti během výprav Apollo na přelomu 60. a 70. let 20. století. Na obrázku je seismometr PSEP (Passive Seismic Experiment Package) instalovaný posádkou Apollo 11 v červenci 1969. Tento seismometr fungoval pouze několik dní, další experimenty instalované pozdějšími posádkami však fungovaly i několik let (Armstrong – NASA; [4]).

## 2.2.2 Měsíční vysočiny, měsíční moře a vulkanismus na Měsíci

Jedním z předpokladů teorie o velkém impaktu (viz kapitola 2.1.1) je, že Měsíc prošel několik milionů let po svém zformování na oběžné dráze Země kompletním přetavením povrchové vrstvy až do hloubky několika stovek km (Hartmann 2005). Tento proces byl způsoben jak velmi rychlou akrecí materiálu (předpokládá se, že se Měsíc zformoval za méně než  $10^6$  let; Hartmann 2005), tak prudkým impaktním bombardováním (více v kapitole 2.2.3). Tyto události způsobily, že se právě nejméně husté horniny „vyplavily“ k povrchu. Magmatický oceán, který tímto přetavením vznikl, se poté začal prudce ochlazovat. Vznikla prvotní slabá měsíční kůra a tedy nejstarší nejsvětlejší povrchy s nejvyšší hustotou impaktů. Tyto povrchy se nazývají měsíční vysočiny. Popsanou hypotézu potvrdily i vzorky z těchto míst, které astronauti programu Apollo přivezli zpět na Zemi. Horniny měsíčních vysočin jsou staré okolo  $4,4 \times 10^9$  až  $4,1 \times 10^9$  let. Jednalo se převážně o živcové horniny (např. plagioklasy) s nižší hustotou (Hartmann 2005), anortozitová gabra (Faure, Mensing 2007) a brekie (obr. 11), tvořené různými horninami

spojené do koherentní podoby impaktními procesy. Horniny tvořící měsíční vysočiny jsou velmi chudé na železo (obr. 8), ale naopak poměrně bohaté na hliník (Spudis 1999).

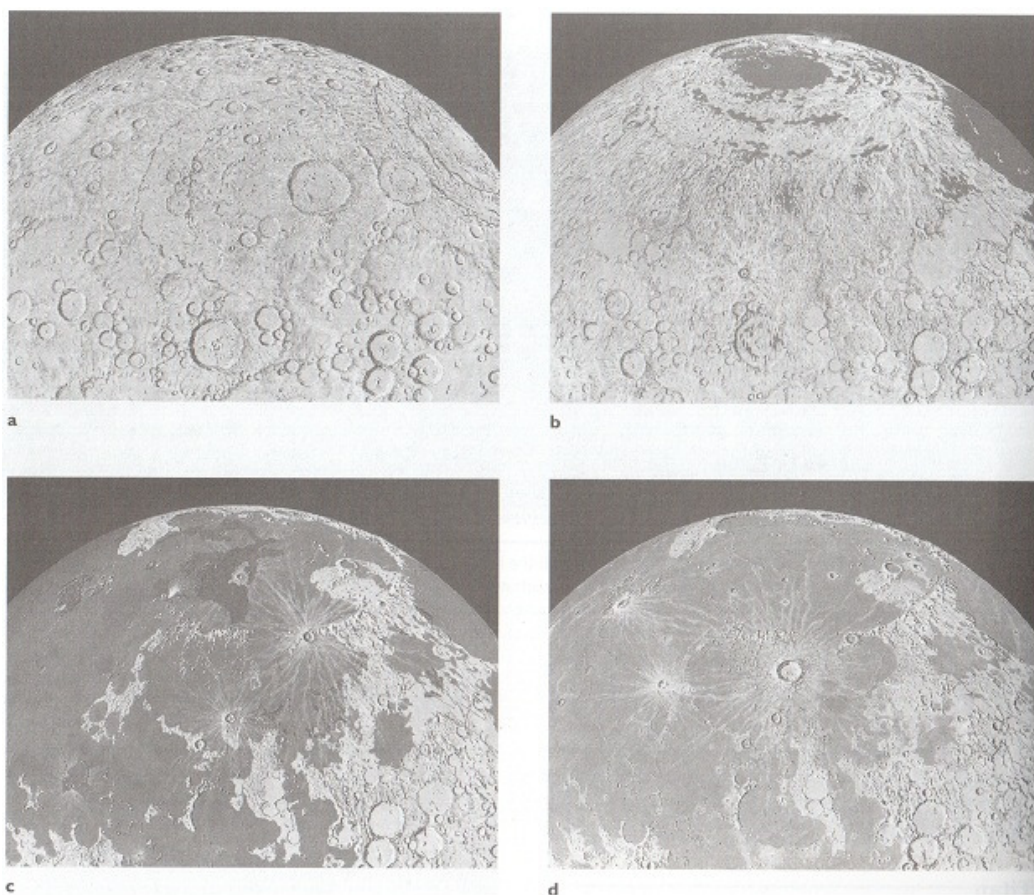


*Obr. 11 Vzorek brekcie z měsíční vysočiny Fra Mauro získaný posádkou Apolla 14. Z obrázku je patrné, že se jedná o horninu tvořenou mnoha fragmenty, které byly spojeny do koherentní podoby při impaktních událostech (NASA; [28]).*

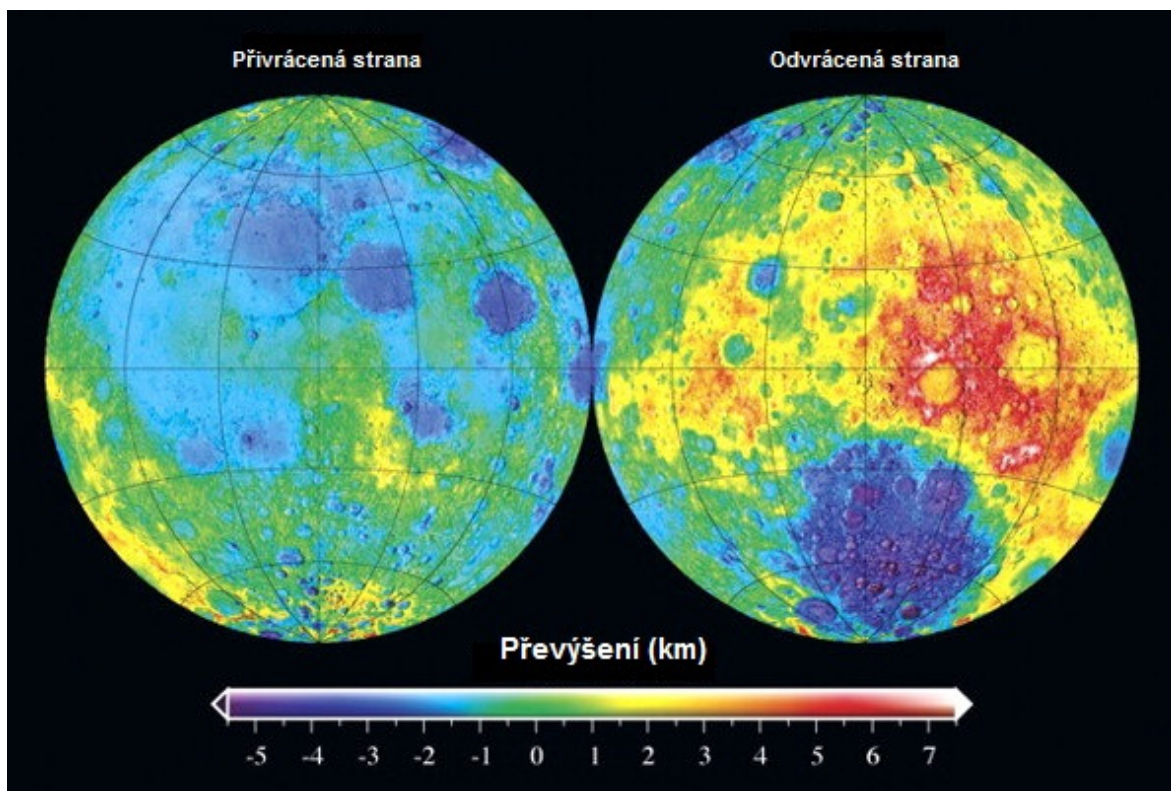
Ve svém nitru však byl Měsíc v tomto období stále horký a tekutý, čemuž napomohly také radioaktivní prvky svým ohřevem (Hartmann 2005). Na konci pozdního velkého bombardování (před cca  $3,8 \times 10^9$  roky) – kdy vznikaly největší multiprstencové impaktní pánve, které hluboce narušily měsíční kůru, tento tekutý a horký materiál z hlubších částí měsíčního nitra pronikal na povrch v podobě láv s velmi nízkou viskozitou a většinu těchto impaktních pánví vyplnil (obr. 12; Spudis 1999). Vznikly tak tmavší části měsíčního povrchu, nazývané se měsíční moře. Horniny, které měsíční moře vyplňují, jsou velmi podobné bazaltickým materiálům, které tvoří oceánskou kůru na Zemi (Fraknoi et al. 2000). Horniny měsíčních moří mají velmi jemnou krystalickou strukturu, některé dokonce sklovitou, což svědčí o jejich velmi rychlém zchladnutí (Spudis 1999). Hlavními minerály těchto hornin jsou pyroxeny, plagioklasy, ilmenity a místy i olivíny. Jsou bohaté na prvky, jako je např. hořčík, titan nebo železo (obr. 8) a naopak zcela



postrádají vodu a další volatilní látky (Spudis 1999). K výlevům bazaltů a tvorbě měsíčních moří docházelo před  $3,8 \times 10^9$  až  $3,3 \times 10^9$  roky. Poté se nitro Měsíce již natolik ochladilo, že tato výrazná endogenní činnost ustala (Fraknoi et al. 2000). Oblasti měsíčních moří zabírají přibližně 16 % měsíčního povrchu, přičemž většina jich leží na přivrácené straně. Výlevné horniny měsíčních moří jsou pouze několik stovek metrů mocné a jejich povrchy jsou velmi rovinaté (obr. 13; Spudis 1999).



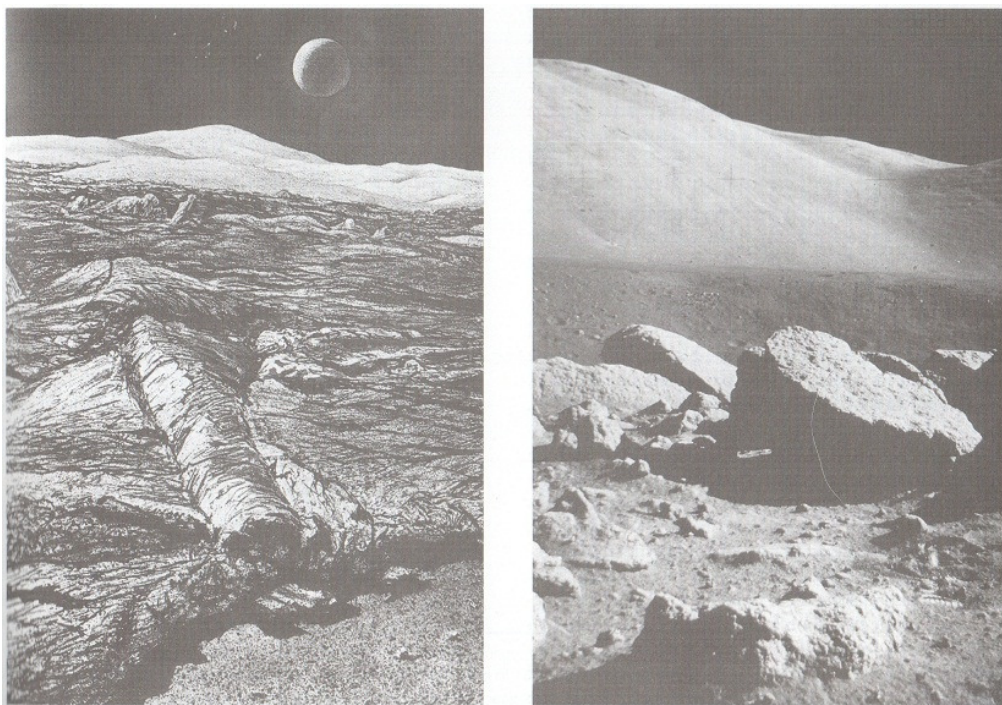
Obr. 12 Modely reliéfu, které představují vývoj měsíčního povrchu během celé jeho existence. Na obrázku a lze vidět silně impaktně postiženou měsíční vysočinu v místě nynější impaktní pánve Imbrium, jak vypadala asi před  $4,2 \times 10^9$  roky. Obrázek b zobrazuje stejnou část měsíčního povrchu těsně po obrovském impaktu, který vytvořil pánev Imbrium přibližně před  $3,9 \times 10^9$  roky. Dominantní část povrchu zabírá multiprstencová pánev a vyvrženiny vzniklé při této události. Střední část pánve je již zalitá prvními lávovými výlevy a vypadá velmi podobně, jako Mare Orientale v dnešní době (obr. 25). Na obrázku c, který zobrazuje stav před asi  $3,4 \times 10^9$  roky, je již plně vytvořené Mare Imbrium a k němu přilehlý Oceanus Procellarum. Obrázek d reprezentuje dnešní stav, kdy se na výlevech měsíčních moří vytvořily mladší krátery s paprsky, jako je např. Copernicus uprostřed obrázku (Moons & Planets; Hartmann 2005).



Obr. 13 Data z laserového výškoměru na sondě Clementine byly základem k vytvoření topografické mapy měsíčního povrchu. I přes svou menší velikost má Měsíc velmi podobné rozpětí nejvyššího a nejnižšího bodu jako Země a to přibližně 16 km. Zatímco na Zemi je členitost způsobená především tektonickými procesy, na Měsíci je způsobena především velkými impaktními událostmi. Tyto impakty do měsíční kůry vyhloubily impaktní pánve, místy hluboké i několik km ([geoscienceworld.org](http://geoscienceworld.org); Spudis 1999, [3]).

K vulkanickým erupcím a výlevům na Měsíci docházelo i před vytvořením měsíčních moří. Mnoho povrchů na měsíčních vysočinách vykazuje projevy velmi starých lávových toků, nyní rozrušených neustálou impaktní činností (obr. 14; Hartmann 2005). Mise Apollo 16 byla cílena do míst (vysočina Descartes), kde bylo podezření, že se preimbrické lávové proudy budou nacházet. Díky objevům a vzorkům z této mise někteří autoři poukázali na to, že tmavší části jinak světlých měsíčních vysočin jsou tvořeny pokryvem vyvrženin ze starých velkých impaktů, které vytvořily impaktní pánve (Taylor 1975, Schultz a Spudis 1979, Hawke et al. 1986, Hartmann 2005). Tyto plochy jsou navíc rozrušeny novějšími impakty, které provrtaly svrchní vrstvu a vyvrhly do okolí ještě tmavší materiál, ukrytý pod ní. Vzorky takto vyvrženého materiálu byly podrobeny spektroskopické analýze, která potvrdila jejich velmi starý bazaltický původ. Skutečnost, že tmavší části světlejších měsíčních vysočin jsou vulkanického původu, potvrdila i sonda Galileo, která kolem Měsíce prolétala v letech 1990 a 1992 na cestě k Jupiteru (Hartmann 2005).



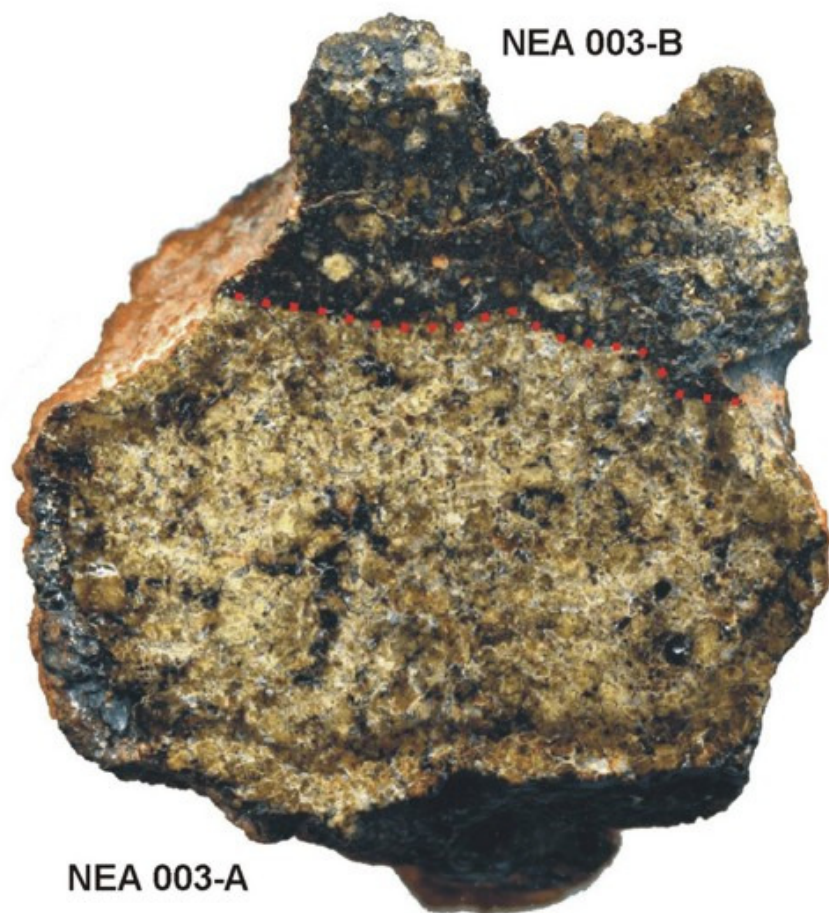


Obr. 14 Vlevo: Rekonstrukce povrchu čerstvého lávového výlevu, jak mohl vypadat při tvorbě moří na měsíčním povrchu během imbrianu (před  $\sim 3,5 \times 10^9$  roky). Vpravo: Impaktními událostmi odkryté balvany vytvořené podobnými procesy nedaleko okraje Mare Serenitatis. Lávové proudy již nejsou tak zřetelné působením kosmického zvětrávání (více viz kapitola 2.2.4; *Moons & Planets*, Hartmann 2005).

I když bývá povrch Měsíce v odborné literatuře dělen na dvě části, tedy starší a světlejší vysočiny a mladší tmavší moře, původ těchto povrchů není tak jednoznačný. „Pravé“ měsíční vysočiny jsou ty nejsvětlejší a nejstarší, přičemž jejich materiál vznikl v rané litosféře před  $4,4 \times 10^9$  roky. Tmavé bazaltické lávy, k jejichž erupci docházelo před  $4,2 \times 10^9$  roky, jsou již rozmělněny a přeměněny na méně světlé vysočiny. O něco mladší lávové výlevy, vzniklé před cca  $4 \times 10^9$  roky, které ještě „zažily“ poslední velké bombardování, mají přibližně třikrát až dvacetkrát větší hustotu impaktů, než tmavá měsíční moře. Jejich pravá barva je také již „zamaskována“ paprsky a vyvrženinami z novějších impaktů. Pouze lávové výlevy mladší než  $3,8 \times 10^9$  let mají charakteristickou nejtmavší barvu měsíčních moří a mnohem méně impaktů na svém povrchu. Protože se většina měsíčního povrchu formovala buď v období před  $4 \times 10^9$  let nebo až v období od  $3,8 \times 10^9$ , je většina měsíčního povrchu rozdělena právě na světlé vysočiny a tmavá moře s několika přechodnými oblastmi (Hartmann 2005).

Vulkanismus na Měsíci prokazatelně probíhal i po ukončení tvorby měsíčních moří, i když v mnohem menší míře. Například analýzou meteoritu NEA 003-A (obr. 15), kterou provedli čeští vědci pod vedením Jakuba Halody (2006), byla prokázána existence lávových toků na Měsíci před pouze asi  $2,37 \times 10^9$  roky, tedy o skoro miliardu let později,

než se dříve předpokládalo. O přetrvání činného vulkanismu do současné doby se vedou diskuze a zatím taková činnost není potvrzena. Několik astronomů pozorujících Měsíc během 20. století (údajně) pozorovalo strukturální změny na měsíčním povrchu, žádný případ však nebyl řádně zdokumentován (Hartmann 2005). V roce 1959 ruský astronom Kozyrev pořídil spektrální snímek měsíčního kráteru Alphonsus, na kterém byl zaznamenaný únik blíže nespecifikovaného plynu (Kozyrev 1959, Leonardi 1976, Hartmann 2005). V roce 1963 zase astronomové na Lowellově observatoři zaznamenali rudé skvrny v kráteru Aristarchus (Greenacre 1963, Hartmann 2005). Takovéto případy byly později nazvány jako měsíční přechodné jevy (Lunar transient phenomena; Hartmann 2005). Studie těchto jevů ukázaly, že jsou nejčastěji pozorovány v době, kdy je Měsíc v perigeu a tedy kdy je nejvíc slapově „namáhán“ (Middlehurst, Chapman 1968). Ve stejných obdobích dochází na Měsíci také k nejčastějším měsíčetřesením (viz kapitola 2.2.1), což potvrdily seismometry instalované posádkami programu Apollo (obr. 10; Hartmann 2005). Je tedy možné, že tyto jevy jsou způsobeny úniky plynů, jako je radon, ve zlomově rozčleněných oblastech během měsíčetřesení. K podobným únikům plynů při zemětřesení dochází i na Zemi (Taylor 1975, Hartmann 2005). Vulkanická činnost na Měsíci v podobě výlevů horkých láv je v současné době velmi nepravděpodobná, může však docházet k únikům plynů a možná i k občasným slabým erupcím vulkanického prachu (Hartmann 2005).



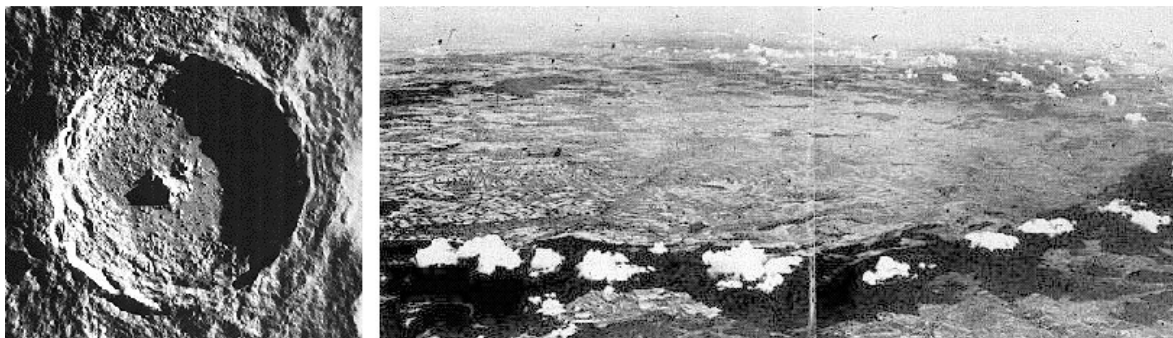
Obr. 15 Měsíční meteorit NEA 003, který byl nalezen v libyjské poušti v roce 2000 a jehož analýza prokázala pozdní vulkanickou činnost na Měsíci. Skládá se ze dvou částí, A a B. Složka B byla klasifikována jako bazaltická impaktní brekcie. Složka A je více zajímavá, jedná se o olivinický bazalt z měsíčních moří. Analýzou bylo zjištěno, že NEA 003-A krystalizoval při teplotě minimálně  $1\,327\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a to pravděpodobně v magmatickém krbu nebo v mocném lávového proudu. Stáří vzorku bylo určeno na  $2,37 \times 10^9$  let a jedná se tak o nejmladší měsíční horninu, kterou se kdy podařilo najít. Je důkazem poimbircké vulkanické činnosti na Měsíci. Meteorit navíc prodělal také šokové poškození impaktní událostí, která ho z měsíčního povrchu do okolního prostoru vymrštila přibližně před  $168 \times 10^6$  roky. Do libyjské pouště meteorit dopadl před několika stovkami let. Analýzou meteoritu a poznatky získanými sondami Clementine a Lunar Prospector bylo zjištěno, že meteorit pochází pravděpodobně ze severovýchodní oblasti Mare Imbrium (Haloda et al. 2006; [37], [29]).

### 2.2.3 Impaktní krátery na povrchu Měsíce

Od začátku 17. století, kdy Galileo Galilei poprvé použil dalekohled k pozorování měsíčního povrchu a rozpoznal na něm kruhové prohlubně, které nazval krátery (King 1976, Whitaker 1978, Hartmann 2005), až do poloviny 20. století se předpokládalo, že tyto tvary na povrchu Měsíce jsou vulkanického původu. Tento předpoklad vycházel především z toho, že na zemském povrchu jsou impaktní krátery velice vzácné, protože na Zemi

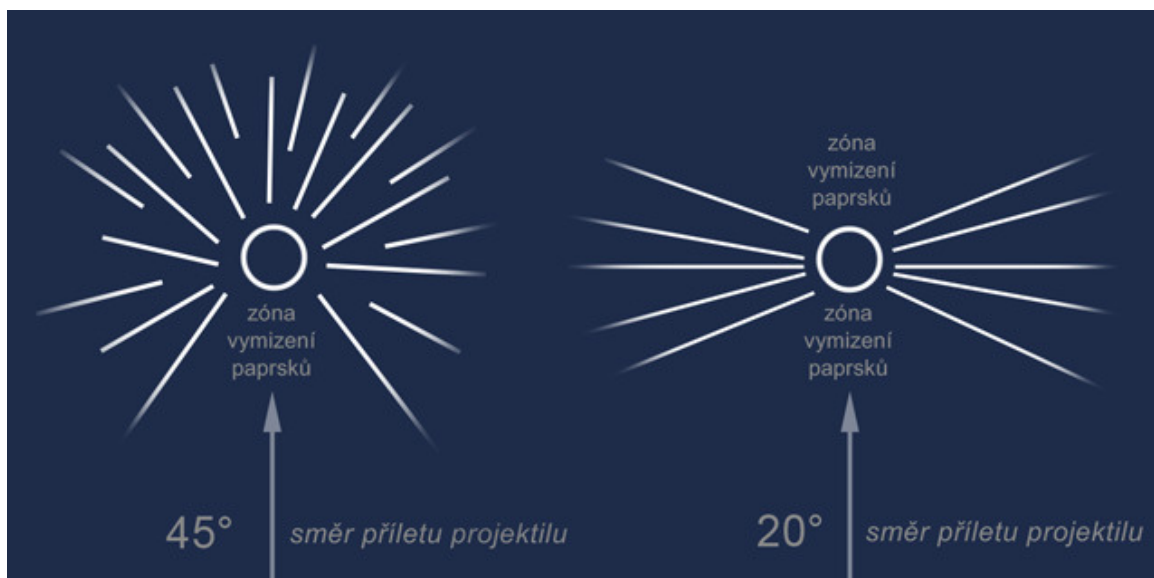


dochází k mnohem rychlejšímu zahlazování povrchových tvarů činností vody, větru a dalšími denudačními procesy (obr. 16).



Obr. 16 Porovnání  $108 \times 10^6$  let starého 80 km kráteru Tycha na Měsíci a  $15 \times 10^6$  let starého 24 km kráteru Ries na Zemi. Z obrázku je jasně patrné, že zatímco na kráteru Tycha jsou tvary impaktního původu stále velice zřetelné, kráter Ries na Zemi, ač takřka desetinásobně mladší, je již skoro zahlazen denudačními procesy a je patrný pouze z leteckých snímků. Impaktní původ prohlubně nacházející v západním Bavorsku poprvé odhalil E. M. Shoemaker v roce 1961 (Lunar Orbiter 5 – NASA, Shoemaker, Chao 1961; [16]; [17]).

Hypotézu o impaktním původu většiny pozorovaných kráterů na povrchu Měsíce poprvé publikoval americký geolog Grove K. Gilbert na konci 19. století (King 1976, Fraknoi et al. 2000), v té době však nebyla obecně přijata. Poukázal, že měsíční krátery, na rozdíl od pozemských s vulkanickým původem, neleží na vrcholcích hor a také jsou mnohem mělkší, přičemž jejich dno ve většině případů leží pod hranicí okolního terénu. Jediné, co se mu v té době nepodařilo vysvětlit, byl fakt, že všechny impaktní krátery na Měsíci mají kruhový tvar. Podle G. K. Gilberta bylo velice nepravděpodobné, že by všechny impaktory dopadly na povrch Měsíce kolmo. Tento problém se podařilo experimentálně vyřešit Ralphu Baldwinovi na konci 40. let 20. století. Jeho řešení spočívá v rychlostech, kterými impaktory na povrch kosmických těles dopadají (Baldwin 1949). Poukázal, že měsíční krátery mají v podstatě stejný tvar jako tvary vzniklé po explozích. Ve většině případů se jedná o rozdíl rychlostí dopadu v desítkách kilometrů za sekundu. Při těchto rychlostech se kruhový kráter vytvoří vždy, i když impaktor dopadne pod úhlem. Rozdíly jsou pouze ve směrech výtrysků vyvrženého materiálu (obr. 17; Fraknoi et al. 2000, Gabzdyl 2006, [7]). Další výzkumy, především v 60. letech s nástupem kosmonautiky, potvrdily hypotézu, že převážná většina kráterů vznikla impaktními událostmi, za kterými stojí meziplanetární tělesa (Shoemaker 1961, 1999, Hartmann 1999, 2005).

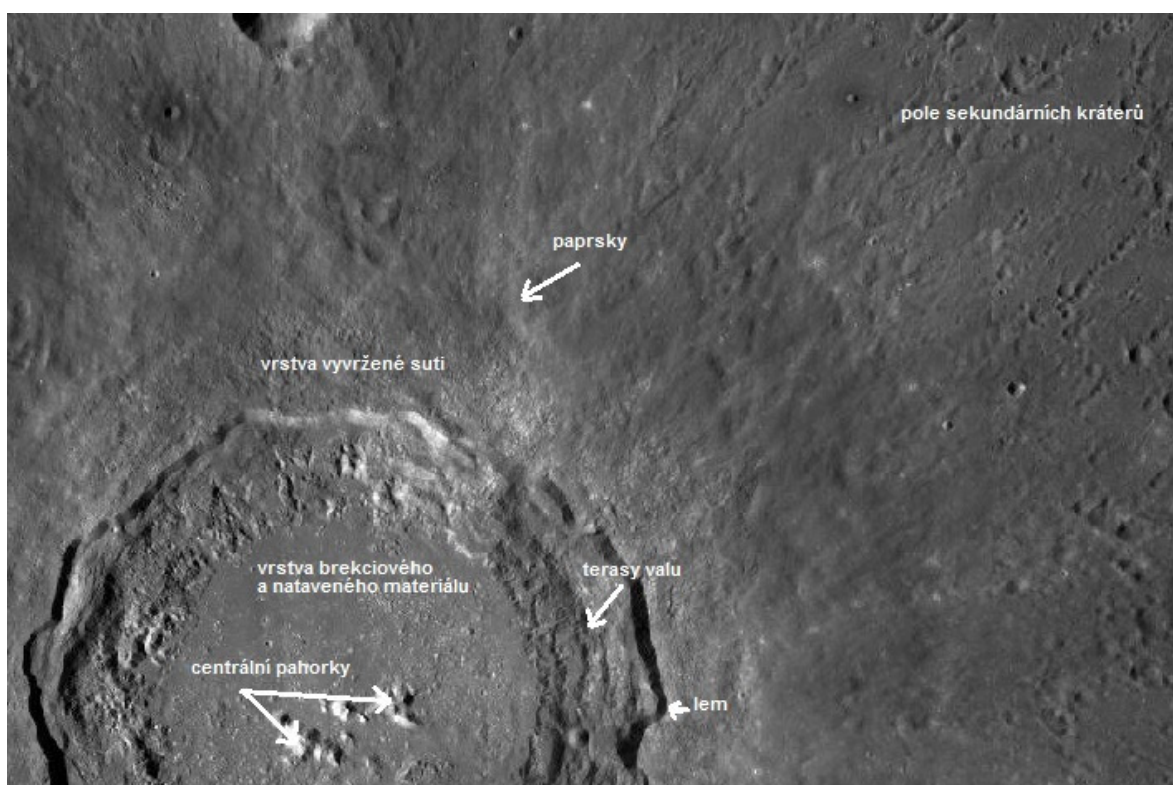


Obr. 17 Závislost směru výtrysků vyvržených hornin při impaktu na úhlu dopadu impaktoru (Gabzdyl; Gabzdyl 2006, [7]).

K vytvoření impaktního kráteru dochází tak, že se impaktor pohybující se rychlostmi v řádu desítek  $\text{km.s}^{-1}$  (Hartmann 2005) během nárazu zavrtá o dva až tři své poloměry, dokud se zcela nezastaví. Všechna jeho kinetická energie se při tomto prudkém nárazu a náhlém zastavení přemění do rázové vlny a tepla, které vypaří většinu impaktoru a také část okolní mateční horniny v místě nárazu (Fraknoi et al. 2000). Tento velký účinek exploze je způsoben především tím, že se impaktor pohybuje hypersonickou rychlostí a při střetu s okolní horninou vyprodukuje hypersonickou rázovou vlnu, kterou okolní hornina nemůže zmírnit a pohltit pomocí seismických vln, které se šíří jen místní rychlostí zvuku. Tato rázová vlna způsobí kompresi okolní horniny a místně jí deformuje natolik, že se chvíli chová jako kapalina. Tyto okolní horniny se následně pohybují všemi směry od epicentra exploze a vyhloubí prohlubeň několikrát větší, než impaktor samotný. Vyvržený rozdrčený materiál je do okolí rozhozen po balistických drahách a vytváří tak následné sekundární krátery a paprsky. Během subsonických impaktů k této hlavní masivní explozi nedochází a mateční hornina v místě impaktu se pouze mechanicky deformuje (Hartmann 2005).

Velikost impaktního kráteru závisí primárně na rychlosti impaktoru, dále pak na vlastnostech materiálu, ze kterého je impaktor i postižené místo tvořeno, na velikosti hmoty postiženého tělesa a velikosti impaktoru. Většinou bývá desetkrát až patnáctkrát větší, než průměr impaktoru. Např. u Země platí pravidlo 1:20 (poměr velikosti kráteru k impaktoru; Shoemaker 1999).

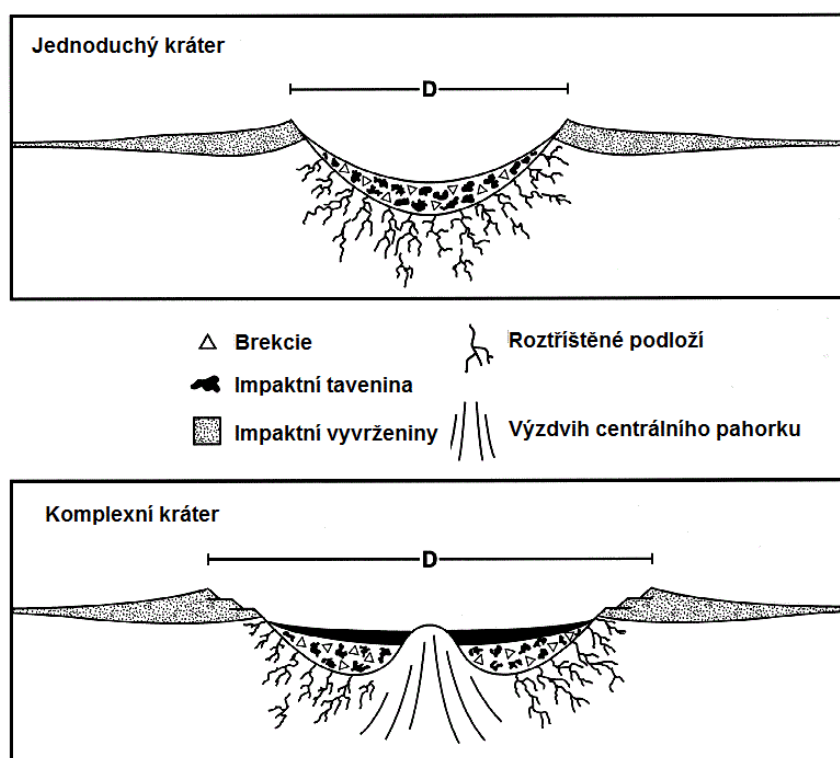
Krátery vytvořené impaktními událostmi se často nazývají primární impaktní krátery (Hartmann 2005). Hlavní tvary vytvořené impakty jsou zobrazeny na obr. 18. Kráterový lem má pahorkatou strukturu stupňující se až na horizont a následně pomalu ustupující v menším sklonu až do tenké vrstvy akumulací vyvrženin. Vyvržené bloky hornin mohou následně vytvořit sekundární impakty. Rozprášený a roztavený materiál do podoby skelných kapek může být také vysokými rychlostmi (i většími jak  $1 \text{ km.s}^{-1}$ ) rozhozen do okolí a vytvořit tak dlouhé světlé usazeniny, nazývané paprsky (Hartmann 2005). Tyto paprsky jsou na měsíčním povrchu dobře viditelné v kolmém světle, zatímco topografické rysy kráterů lze nejlépe pozorovat při světle, které na povrch dopadá pod ostrým úhlem. Pomocí měření délek stínů jde také měřit například výšku kráterových lemů a dalších tvarů měsíčního reliéfu.



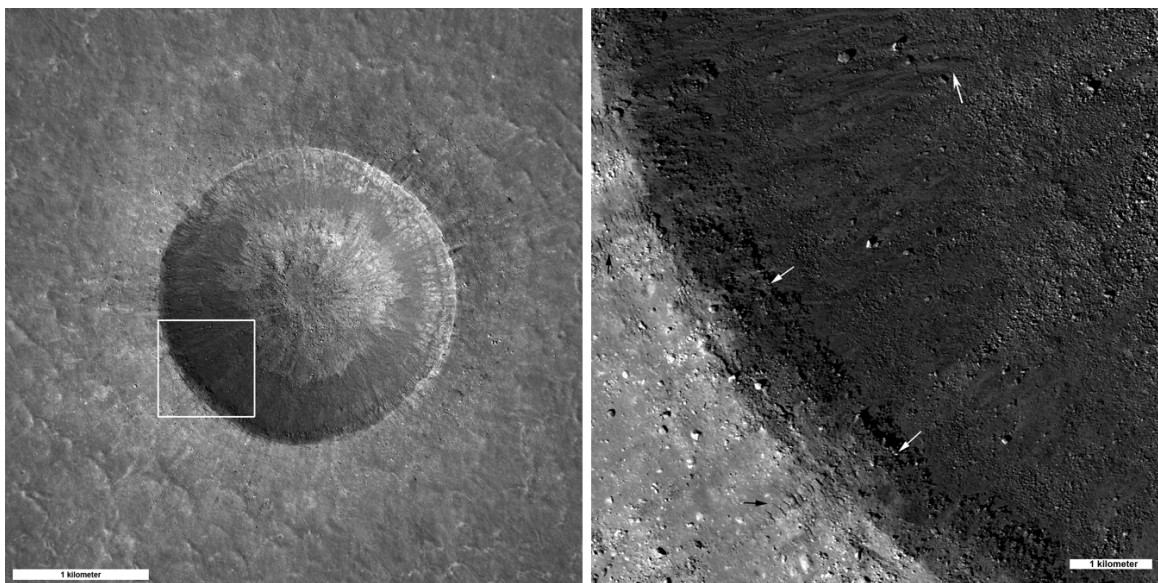
Obr. 18 Hlavní rysy a tvary impaktních kráterů zobrazené na mladém kráteru Copernicus (výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA, [18]).

Kráterové dno má většinou čočkovitý tvar tvořený brekciemi, sutí a malými výlevy lávy, vzniklými roztavením mateční horniny během impaktu. Pod touto velmi rozrušenou vrstvou se nachází původní horninové podloží, které je impaktem narušeno zlomy sahajícími až do hloubky přibližně třikrát větší, než je hloubka vzniklého kráteru (Hartmann 2005).

Na Měsíci se vyskytují krátery rozličných velikostí a to od mikrokráterů až po velké impaktní pánve s průměrem několik stovek kilometrů. Nejjednodušší rozdělení makrokráterů, nepočítají-li se k nim impaktní pánve, je jejich rozdělení na jednoduché a komplexní krátery (obr. 19; Shoemaker 1999, Hartmann 2005, [7]). Jednoduché krátery jsou miskovitěho tvaru a mají mírně zdvižený kráterový lem, který dále pokračuje do stále méně mocné vrstvy sutí. Jejich dno je tvořeno sutí vyvrženin, místy natavenou, která zde dopadly po nárazu impaktoru. Typický zástupce jednoduchých kráterů je například kráter Linné (obr. 20), nacházející se v západní části Mare Serenitatis. Za jednoduchý kráter lze považovat i slavný pozemský kráter Barringer nacházející se na území Arizony.

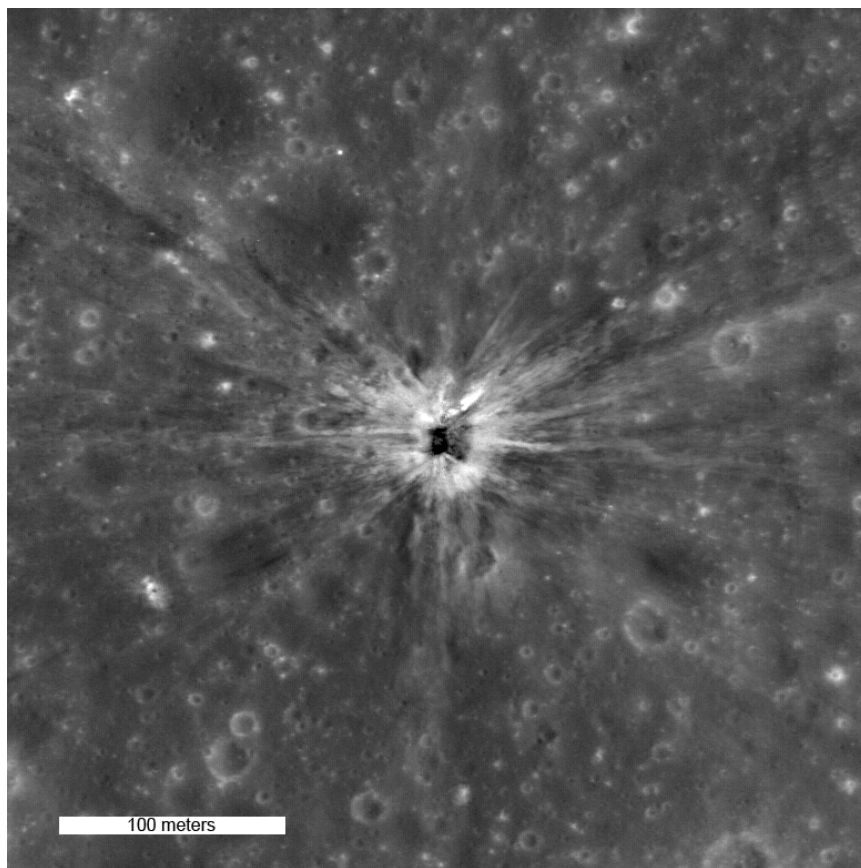


Obr. 19 Hlavní rozdíly ve tvaru jednoduchých a komplexních kráterů ([19]).



*Obr. 20 Kráter Linné je výrazným představitelem kategorie jednoduchých kráterů. Leží v západní části Mare Serenitatis, přičemž se jedná o velmi mladý impakt (pravděpodobně mladší než  $10^6$  let) z éry copernican. Čtvercový výřez v levém obrázku je přiblížen na pravém snímku. Dvě spodní bílé šipky ukazují na zvrstvení zachovalé těsně pod okrajem kráteru. Tyto skalní výchozy pravděpodobně reprezentují pohřbené lávové uloženiny. Horní šipka ukazuje na ztuhlou taveninu, která vznikla během impaktu (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA, [23]).*

Několik jednoduchých impaktních kráterů na povrchu Měsíce má dokonce antropogenní původ. První těleso vyrobené lidskou rukou, které dopadlo na povrch Měsíce, byla sovětská sonda Luna 2 v roce 1959. Celkem se v současné době na Měsíci nachází již několik desítek impaktních kráterů antropogenního původu (obr. 21; [26]).

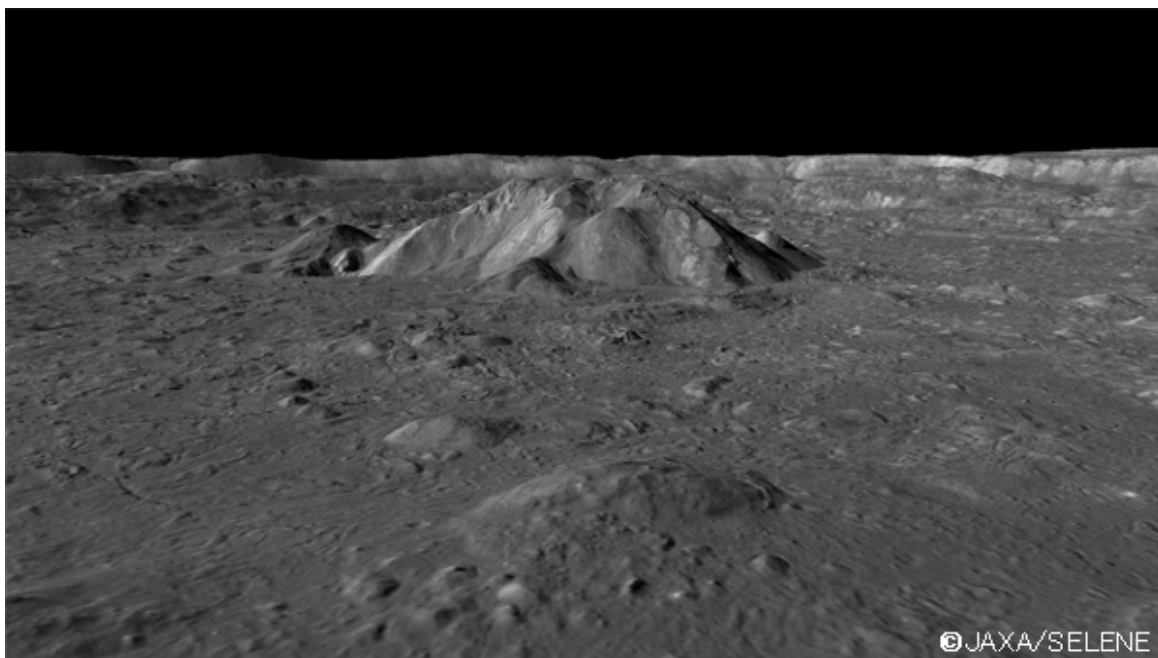


*Obr. 21 Impaktní kráter s výraznými paprsky vzniklý po dopadu třetího stupně S-IVB rakety Saturn V, která v roce 1970 k Měsíci vynesla posádku Apolla 13. Kráter má průměr asi 30 m, přičemž rozměry impaktoru, tedy stupně S-IVB, jsou válcovité s výškou necelých 18 m a průměrem 6,6 m. Seismická stanice PSE, kterou na povrchu zanechala posádka Apolla 12 asi 135 km od místa tohoto impaktu několik měsíců před impaktní událostí, zaznamenala dopadu odpovídající seismické vlny. Díky tomuto experimentu se podařilo získat informace o vnitřní struktuře Měsíce (více viz kapitola 2.2.1; Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [24], [25]).*

Komplexní krátery se vyznačují většími rozměry a především složitějšími tvary. Ve většině případů mají několik desítek kilometrů v průměru a v jejich středové části se nachází jeden nebo více centrálních pahorků (obr. 22). Tyto pahorky se tvoří u kráterů, jejichž průměr je větší, než přibližně 20 km a jejich vznik je vázán na vytvořenou kráterovou dutinu, která vznikne na místě impaktu několik sekund po dopadu [7]. Horniny se v této dutině začínají chovat plasticky a dochází k jejich vyzdvižení. V podstatě se tedy jedná o podobný efekt, jako když padá kapka na vodní hladinu (Hartmann 2005, [7]). Nejvíce vědecky přínosný a zajímavý fakt na centrálních pahorcích je, že jsou tvořeny horninami z hlubšího podloží samotného kráteru (až desetinásobku jeho hloubky) a jsou tak velice vhodné pro další případné expedice pro odběr vzorků (Hartmann 2005). Například centrální pahorek kráteru Copernicus má podle spektroskopických snímků

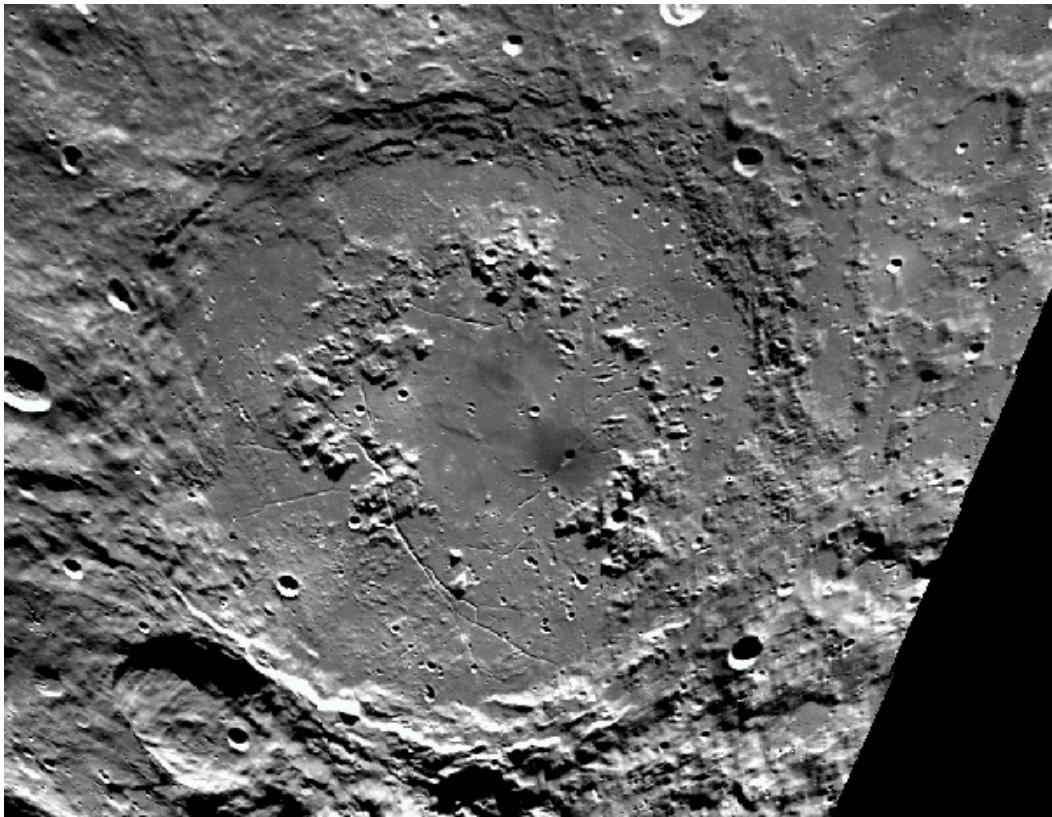


složení, které se jinde na povrchu Měsíce nenachází. Jedná se o olivín bohatý vyzdvižený materiál z hloubky asi 10 kilometrů (Pieters 1982). U největších komplexních kráterů (okolo 100 – 300 km v průměru na Měsíci), jakožto přechodných tvarů mezi komplexními krátery a impaktními pánvemi, dochází k tvorbě tzv. vrcholových centrálních kruhů namísto samotného centrálního pahorku. Termín vrcholový kruh poprvé zavedl W. K. Hartmann s C. A. Woodem v roce 1971 (obr. 22; Hartmann, Wood 1971). Dalším významným znakem komplexních kráterů je terasovité uspořádání stěn jejich valů, především na jejich vnitřní části. Tyto terasy vznikají také jako důsledek přechodně vytvořené kráterové dutiny. Po jejím zániku dochází k sesuvům a sklouzávání bloků hornin podél zlomových ploch směrem k centrální části kráteru. Na jeho vnitřních stranách takto vznikají terasovité plochy (obr. 22, 24; [7]).

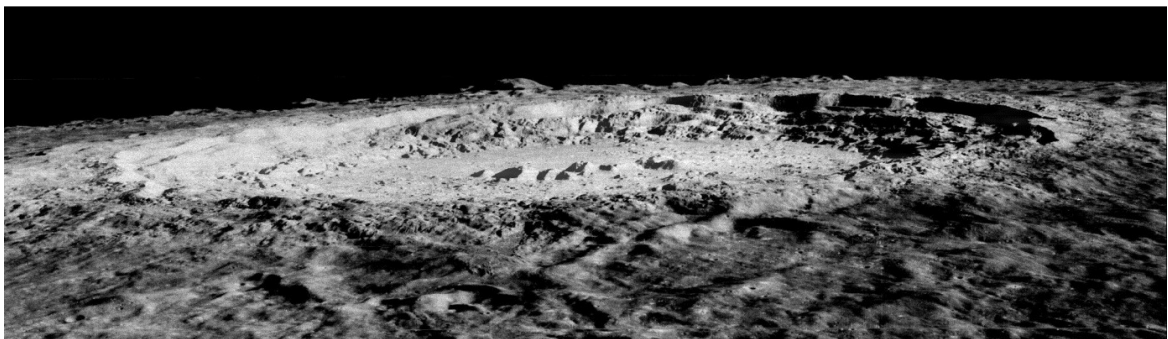


*Obr. 22 Centrální pahorek kráteru Tycho. V pozadí lze vidět i terasovité plochy tohoto velmi mladého komplexního kráteru (SELENE – JAXA, [8]).*

Krátery o průměru 60 km a větší, bývají často nazývány jako valové roviny. Ač se to z pozorování dalekohledy, či z pořízených fotografií nezdá, jsou takovéto valové roviny velmi mělké. Větší valové roviny navíc kopírují i zakřivený tvar měsíční koule. Například kráter Ptolemaios má průměr 153 km, ale v nejvyšším bodě hřebene kráteru je pouze 2,4 km vysoký (Rükl 1991).



*Obr. 23 Měsíční kráter Schroedinger s průměrem okolo 320 km s výrazným kruhovým centrálním vrcholem. Mozaika snímků byla pořízená sondou Clementine (Clementine – NASA/BMDO, [19]).*

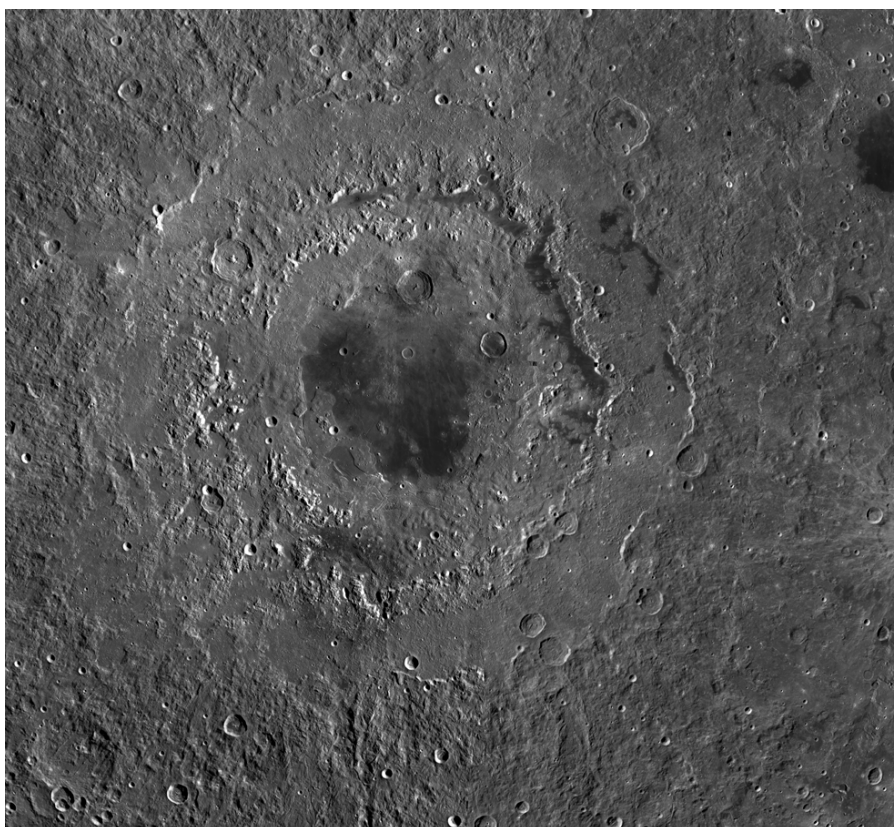


*Obr. 24 Kráter Copernicus, nejznámější a typický představitel mladého komplexního kráteru s centrálním pahorkem a terasovitými plochami na vnitřních okrajích valů. Tento snímek ze sondy Lunar Orbiter 2 z roku 1967 byl často označován za „Snímek století“ (Lunar Orbiter 2 – NASA, [9]).*

Největší impaktní tvary se nazývají impaktní pánve. Často kolem hlavní impaktní pánve mají ještě několik koncentrických kruhových zlomů (obr. 25). Poté se pak tyto megatvary nazývají multiprstencové impaktní pánve (Hartmann 2005). Impaktní pánve na Měsíci často bývají vyplněny výlevnými horninami (Hartmann 2005) a jejich několikanásobné lemy jsou tedy méně viditelné. Pouze u nejmladších pánví, jako je například Mare Orientale, jsou tyto prstence zachovalé a dobře patrné. K výlevům bazaltů do pánví docházelo především proto, že obrovský impakt, který vytvořil tento tvar,



způsobil mnohačetné a hluboké rozrušení a fragmentaci měsíční kůry a pro magma z pláště Měsíce bylo následně mnohem jednodušší dostat se na měsíční povrch (Hartmann a Wood 1971, Hartmann 2005). Rozteče mezi prstenci mohou být indikátory podpovrchového zvrstvení měsíční kůry (Wilhelms et al. 1977). Impaktní pánve také často bývají centry rozsáhlých údolí, které paprskovitě vycházejí z jejich center (obr. 25; Hartmann 2005). Multiprstencové impaktní pánve jsou největší jednotlivé geologické struktury ve sluneční soustavě a nacházejí se například i na Merkuru nebo Jupiterově měsíci Callisto (Hartmann 2005).

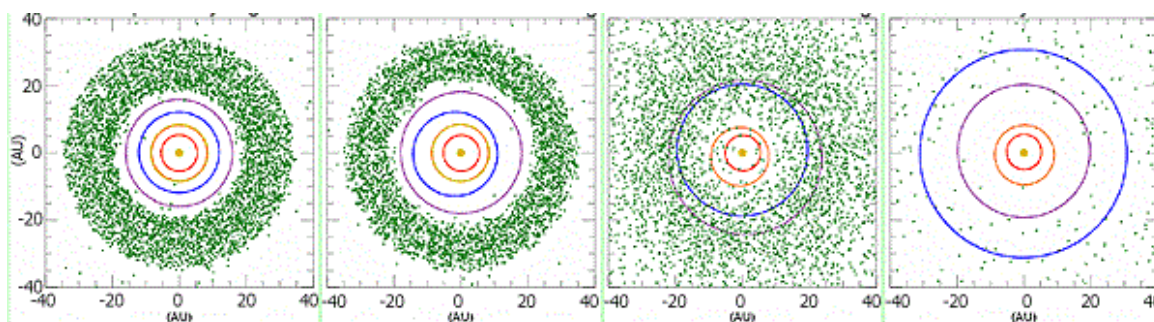


*Obr. 25 Impaktní multiprstencová pánev Mare Orientale. Vznikla přibližně před  $3,8 \times 10^9$  lety, tedy na konci pozdního velkého bombardování. Samotný impaktní kráter ve středu má průměr 320 km, prstencové zlomy však pokračují dále a vytvářejí další tři valy s průměry 480, 620 a poslední s 930 km v průměru. Mare Orientale je poslední velká impaktní pánev vzniklá během pozdního bombardování a proto již není zcela vyplněna výlevnými horninami a je možné na ní pozorovat multiprstencové lemy, které jsou u starších pánví většinou již pohřbené novějšími vyvřelinami (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA, [20]).*

Krátery se mohou i překrývat a lze z nich tedy určit jejich relativní stáří. Podle hustoty kráterů na daném místě lze také přibližně zjistit i absolutní stáří sledované lokality. Pro Měsíc vytvořené odhady založené na sledování kráterů v měsíčních mořích předpokládají, že kráter o průměru 1 km je vytvořen jednou za přibližně  $200 \times 10^3$  let, o průměru 10 km jednou za několik milionů let a o průměru 100 km a větším jednou

za  $10^9$  let (Fraknoi et al. 2000). Z tohoto předpokladu vychází stáří měsíčních moří přibližně stejně, jako datování vzorků v nich odebraných, tedy mezi  $3,3 - 3,8 \times 10^9$  let (Fraknoi et al. 2000). Avšak při porovnání těchto předpokladů s lokalitami měsíčních pevnin, kde se nachází až desetkrát více kráterů, než v měsíčních mořích, vychází jejich stáří chybně na několik desítek miliard let.

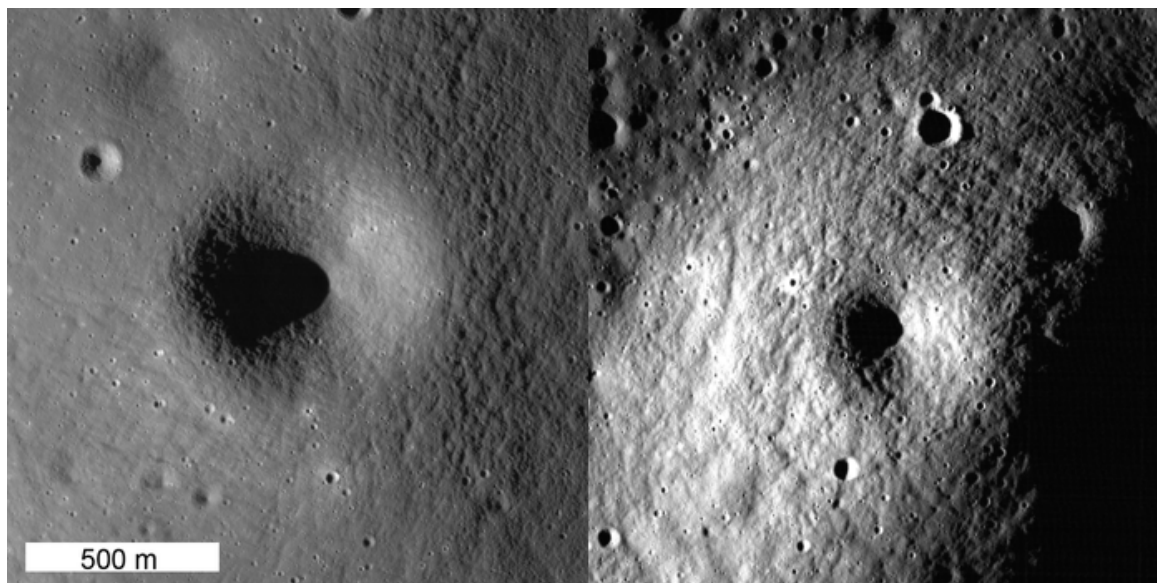
Z radioaktivního datování vzorků však vyplývá (např. Fraknoi et al. 2000), že měsíční pevniny jsou pouze o několik stovek milionů let starší a to nejčastěji  $4,2 - 4,3 \times 10^9$  let. Z těchto údajů vědci došli k závěru, že v raných dobách sluneční soustavy docházelo k mnohem častějšímu bombardování impakty. K poslednímu, tzv. velkému pozdnímu bombardování došlo mezi  $4,1$  až  $3,8 \times 10^9$  lety, přičemž nejintenzivnější bylo v posledních  $100 \times 10^6$  let tohoto období [10], kdy vznikly velké impaktní pánve, jakými jsou Mare Crisium, nebo Mare Imbrium. Zdrojem impaktorů u popsánoho „bombardování“ Měsíce byly zbytky protoplanetární mlhoviny v podobě různých velikých planetek a meteorů, které ještě nebyly z meziplanetárního prostoru „vyčištěny“ působením gravitačních sil velkých planet typu Jupitera se stabilní oběžnou dráhou (obr. 26; [10]).



Obr. 26 Simulace rozmístění obřích plyných planet během pozdního velkého bombardování (PVB). Barevné kruhy znázorňují orbity plyných obrů, zelené body planetisimály (Taylor 2006). Levý obrázek znázorňuje postavení planet nedlouho po zformování sluneční soustavy. Druhý obrázek zleva zobrazuje stav po cca  $800 \times 10^6$  rocích, kdy se Saturn dostal do orbitální rezonance 2:1 s Jupiterem. Tato rezonance způsobila vypuzení Uranu a Neptunu na vzdálenější oběžné dráhy, kde převládaly planetisimály vzniklé po zchladnutí původní pramlhoviny. Tyto planetisimály byly náhlou migrací Uranu a Neptunu rozmetány po celé sluneční soustavě a podle těchto výpočtů způsobily PVB, které bylo nejintenzivnější před  $3,92$  až  $3,8 \times 10^9$  lety. Poslední obrázek ukazuje stav  $200 \times 10^6$  let po PVB, kdy se v místech oběhu čtyř plyných planet nacházela již jen 3 % z původní hmotnosti „zeleného“ disku planetisimál (Taylor 2006; [10]).

Na straně Měsíce přivrácené k Zemi je přibližně 300 000 kráterů větších než 1 km v průměru, přičemž 234 z nich je větších než 100 km v průměru (Rükl 1991). V podstatě

všechny tyto krátery jsou impaktního původu, a naopak krátery vulkanického původu jsou na povrchu Měsíce velmi vzácné (obr. 27; [2]).



Obr. 27 Vlevo: Pravděpodobný vulkanický kráter jihozápadně od kráteru Autolycus. Vzhledem ke stáří měsíčních moří by měly být takto malé tvary již zahlazeny neustálými impaktními událostmi, takže původ tohoto tvaru není ještě přesně potvrzen. Vpravo: Tento kráter, také pravděpodobně vulkanického původu, se nachází na okraji kráteru Eddington (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [30], [31]).

## 2.2.4 Měsíční regolit, megaregolit a kosmické zvětrávání

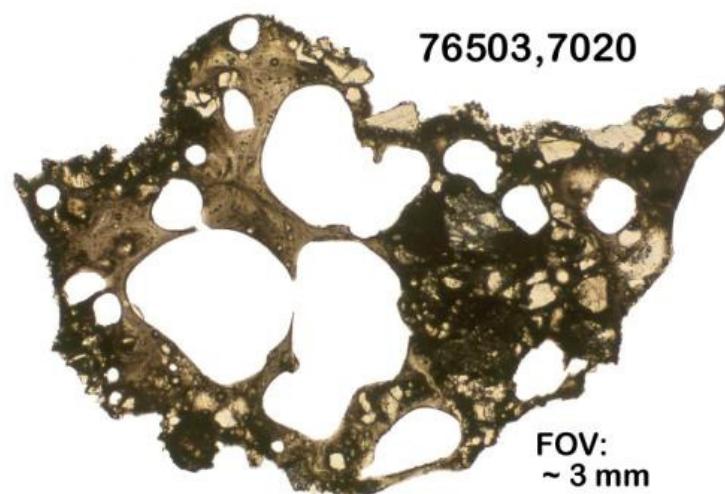
Na povrchu Měsíce je vytvořena vrstva sypkého velmi porézního materiálu různé velikosti (od mikroskopických prachových částic až po několikametrové balvany, obr. 28), která se nazývá regolit (z řeckého slovního spojení slov *rhegos* (skalnatá) a *lithos* (vrstva); Shoemaker 1965, Hartmann 2005). Termín regolit poprvé zavedl americký geolog George P. Merrill ve své práci z roku 1897. Popsal ho přibližně jako plášť nekonsolidovaného materiálu tvořený fragmentovaným skalnatým materiálem různé velikosti pocházejícím ze zvětrávání matečné horniny a uloženým na místě větrem, vodou nebo ledem (Merrill 1897). Jako výraz pro měsíční povrchový materiál termín regolit poprvé použil E. M. Shoemaker v roce 1965, když zpracovával první detailní snímky měsíčního povrchu ze sond Ranger (Shoemaker 1965). Termín regolit se dokonce nyní používá jako obecný termín pro „primární“ povrchy vytvořené impaktním bombardováním povrchu na ostatních tělesech sluneční soustavy (Hartmann 2005).



*Obr. 28 Měsíční regolit s otiskem boty od skafandru astronauta E. E. Aldrina. Snímek byl pořízen Aldrinem během první lidské procházky na Měsíci mise Apollo 11. Aldrin vytvořil tuto šlápotu v neporušené vrstvě měsíčního regolitu, aby odborníci následně mohli studovat mechanické vlastnosti regolitu. Ze snímku je zřetelné, že se měsíční regolit, především jeho prachová část, chová velmi soudržně, podobně jako např. mokrá písek. Místo přistání mise Apollo 11 se nacházelo v Mare Tranquilitatis a nesoudržná regolitová vrstva tu nebyla tak mocná, jako v místech měsíčních pevnin (Aldrin – NASA; [11]).*

Vrstva regolitu na měsíčním povrchu je 2 – 20 m mocná, přičemž v měsíčních mořích je tenčí, než na měsíčních pevninách (Wilhelms 1987, Spudis 1999, Hartmann 2005). V některých místech však mocnost regolitu dosahuje vrstvy až 36 m, např. nedaleko místa přistání Apollo 17 v Mare Serenitatis (Taylor 1975, Hartmann 2005). Tyto výrazné vrstvy regolitu vznikly během celé historie Měsíce nespočetnými impaktními událostmi, které postupně rozmělnily mateční (především bazaltické a anortozitové) horniny na jemný prach (King 1976). Větší impaktní události také vymrštily do prostoru další bloky hornin, které nyní leží na povrchové vrstvě a dotváří tak rozmanitý měsíční reliéf (Hartmann 2005). Regolit se však netvoří pouze destruktivními činiteli. Mikrometeority mohou při nárazu vytvořit sklovitou brekcií roztavením a slepením starších částeczek měsíčního regolitu (obr. 29; [13]; King 1976).





Obr. 29 Sklovitá impaktní brekcie vytvořená z regolitu. Velikost této brekcie je cca 3 mm. Vzorek na Zemi přivezli astronauti Apollo 17 ([13]).

Kromě makroskopických impaktů působí jako činitel, který regolit vytváří, také neustálý dopad mikrometeoritů. Účinek nejmenších mikrometeoritů (vše větší než částice a menší než 1 cm; Hartmann 2005) by se dal popsat jako proces pískování, kdy malé částičky postupně obrušují a rozrušují povrch. Rozrůstající efekt těchto největších částíček (až do 1 cm) je známý pod termínem impaktní rozorávání (impact gardening; Hartmann 2005). Impaktní rozorávání takto přetváří každý svrchní 1 cm měsíčního regolitu jednou za přibližně  $10^7$  let (Cole, Woolfson 2002).

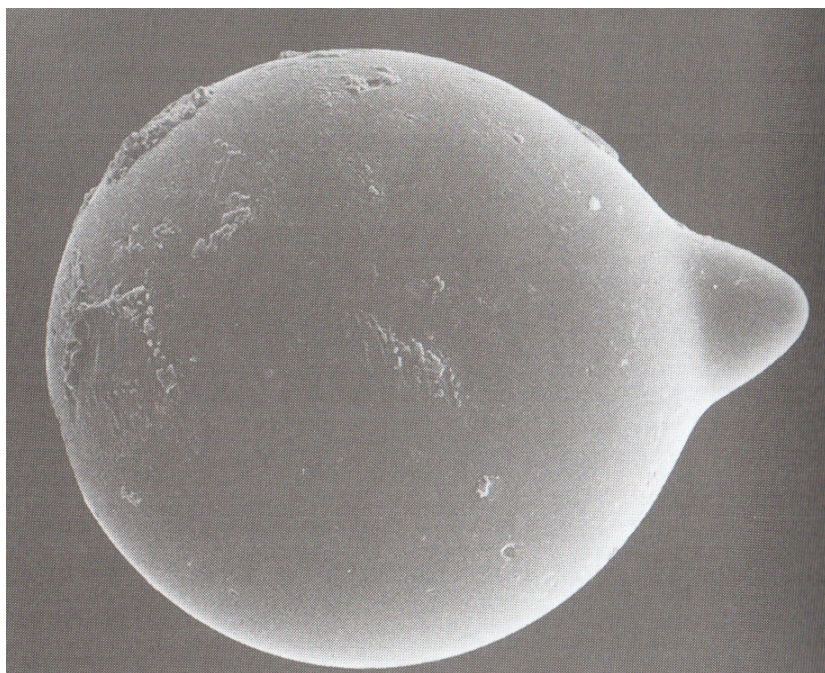
Makroskopické balvany a skály jsou mikrometeority také neustále postihovány. Dochází na nich k tzv. důlkování (pitting) a tvorbě „zap“ jamek (zap pits; obr. 30; Hartmann 2005). Zap jamky jsou malé mikrokrátery na povrchu měsíčních balvanů a skal, tvořené velmi rychlými mikrometeority lehčími než  $10^{-3}$  g. Typické zap jamky vytvořené těmito tělísky mají sklem potažené dopadové jamky (Allaby, Allaby 1999). Počet zap jamek může u vzorku balvanu napovědět o době trvání jeho expozice na měsíčním povrchu. U některých vzorků získaných programem Apollo bylo dokonce zjištěno, že byly několikrát „zahrabány“ impaktním rozoráváním a poté opět odkryty (Hartmann 2005).



*Obr. 30 Tento vzorek impaktem natavené brekcie s četnými zap jamkami (světlé drobné krátery) na povrchu přivezli na Zemi astronauti Apolla 16. Vzorek měří asi 3 cm napříč, váží necelých 10 g a byl astronauty nabrán spolu s dalším regolitem speciálním prosévacím nástrojem na úpatí Stone Mountain. Stáří vzorku je přibližně  $3,867 \pm 0,09 \times 10^9$  let ([27]).*

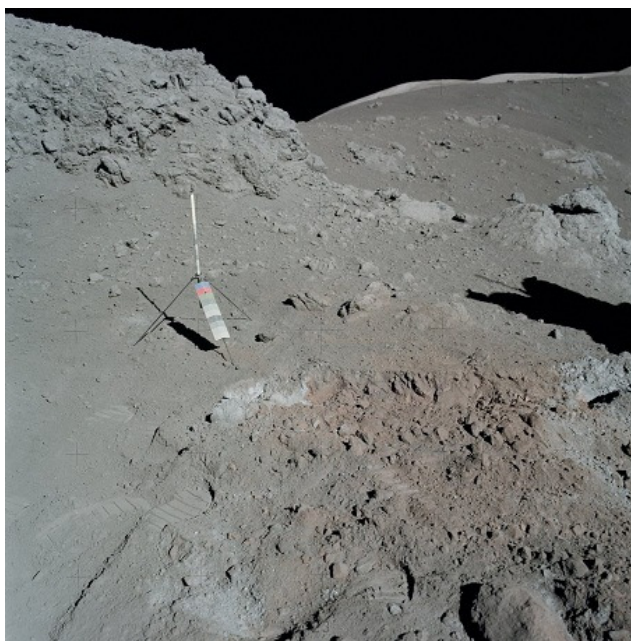
Další složkou, která tvoří měsíční regolit, jsou různé sklovité horniny. Sklo je na měsíčním povrchu vytvářeno během impaktů, kdy se nárazem roztavená a rozhozená hmota ochladí tak rychle, že nestačí vytvořit krystalickou strukturu a stane se tak amorfní (Hartmann 2005). Měsíční krátery do velikosti cca 10 cm jsou velmi často potažené sklovitým materiálem. U větších kráterů dochází k výstřikům sklovitých kuliček do okolí impaktu (obr. 31; Hartmann 2005). Podobného původu jsou také české vltavíny, které vznikly při impaktní události, která v miocénu vytvořila kráter Ries (obr. 16, vpravo). Short (1975) uvádí, že regolit v okolí mladého kráteru blízko přistání Apolla 14 byl tvořen z 10 % sklovitým materiálem, z 20 – 40 % regolitem vzniklým z bazaltových hornin původem z měsíčních moří a ze 40 – 85 % původními anortozitovými horninami měsíčních vysočin.





*Obr. 31 Zelená sklovitá kulička extrahovaná z měsíčního regolitu. Takovéto sklovité kuličky jsou pravděpodobně vytvářeny při impaktních událostech. Průměr kuličky je cca 0,2  $\mu\text{m}$  (Moons & Planets; Hartmann 2005).*

Sklovité kuličky mají různé barvy a další vlastnosti v závislosti na charakteru původní horniny, ze které vznikly. Starší materiály bývají tmavší, protože impaktní rozorávání způsobuje ztrátu volatilních prvků a sloučenin (Hartmann 2005). Astronauti Apolla 17 například blízko místa svého přistání, u okraje velmi mladého kráteru Shorty, našli regolit zbarvený do oranžova (Cernan 2003). Po prozkoumání vzorků těchto hornin bylo zjištěno, že se jedná o sklo, v tomto případě vytvořené vulkanickou činností, které je velmi bohaté na oxid titaničitý  $\text{TiO}_2$  (až 8 váhových procent; obr. 32; [21]; [22]).



Obr. 32 Vlevo: Místo odběru vzorků. Astronauti byli ze svého nálezu tak překvapení a nadšení, že si lidé v řídicím středisku v Houstonu mysleli, že mají halucinace (Cernan – NASA; [15]). Vpravo: Mikroskopická fotografie oranžového regolitu nalezeného astronauty Apolla 17. Obrázek zabírá plochu asi 1 mm<sup>2</sup>. Oranžové částice jsou sklovité kuličky vulkanického původu bohaté na TiO<sub>2</sub>, tmavé částice jsou již částečně krystalizované a neprůhledné jsou proto, že jsou tvořeny z minerálu ilmenitu (Ryder – LPI; [21], [22]).

Impaktní události všech velikostí vytvářejí v okolních horninách šokové poškození v řádu několika stovek kilobarů, z něhož lze zjistit pomocí metody radioaktivního datování stáří impaktní události (nebo událostí), které horninu postihly (Hartmann 2005, Haloda et al. 2006).

Dalším procesem, který se podílí na tvorbě regolitu, je bombardování měsíčního povrchu nabitými částicemi, např. protony a elektrony. Tyto částice většinou pocházejí ze Slunce, a to jako součást slunečního větru. Měsíc nemá magnetosféru, a proto těmto nabitým částicím nic nebrání dopadu na jeho povrch. Jedním z následků, který toto „bombardování“ na povrchový regolit má, je ztmavnutí jeho nejsvrchnější vrstvy. To popisovali astronauti, kteří se procházeli na povrchu – při rozrušení tenké svrchní vrstvy regolitu odkrývali při chůzi světlejší materiál. Lze to pozorovat i na nejmladších a nejčerstvějších impaktních tvarech (Hartmann 2005). Další jev, který na povrchu Měsíce nabitě částice způsobují, je tzv. naprašování (sputtering). Jedná se o mikroskopickou erozivní činnost, kdy energeticky slabé částice (silně energetické částice procházejí mnohem hlouběji a způsobují jiné efekty, Hartmann 2005) narazí na pevný měsíční povrch. Částice povrch nejen rozrušují, a tedy erodují, ale také zpevňují a stmelují (loose cementing) zrnité prachové částičky do větších celků. Energie částic, které mají tyto

účinky, se pohybuje od 1 do 20 keV (Hartmann 2005). Měsíc i další tělesa bez vlastní atmosféry přicházejí těmito procesy o svůj materiál, který je z nich vystřelován (rozprašován) do okolního prostoru. Za  $4,5 \times 10^9$  let Měsíc těmito procesy ztratil až několikacentimetrovou vrstvu svého povrchu (KenKnight et al. 1967), přičemž při průměrné solární erupci Měsíc ztratí bombardováním nabitými částicemi až 200 tun povrchového materiálu [12]. Sluneční vítr do měsíčního regolitu také vsazuje atomy vodíku. Regolit obsahuje 0,005 až 0,01 % vodíku z tohoto zdroje. Ze stejného zdroje také obsahuje vzácné plyny, jako je helium, argon nebo neon a to ve váhovém obsahu okolo 0,01 % (Hartmann 2005). Další změny na atomární úrovni vytvářejí impakty částic tříštěním těžších atomů na krátce stabilní izotopy, jako je  $^3\text{He}$  nebo  $^{26}\text{Al}$ . Tyto izotopy a jejich koncentraci ve vzorku lze použít jako další zdroj pro datování radiometrického stáří (Hartmann 2005). U většiny náhodně vybraných vzorků regolitu astronauty programu Apolla bylo nejčastěji zjištěno stáří okolo  $400 \times 10^6$  let (Taylor 1982).

Laboratorními experimenty s impakty ukázaly, že každý meteorit uvolní stokrát až tisíckrát víc lokálního materiálu, než je jeho vlastní váha, tudíž v regolitu se nachází minimální množství meteoritického materiálu (Gault et al. 1964). V měsíčních mořích se nachází pouze 1,5 až 2 % meteoritického materiálu (především z uhlíkatých chondritů), což značí spad okolo  $4 \text{ g/m}^2/10^9$  let během posledních dvou stratigrafických érá (Ganapathy et al. 1970). V regolitu měsíčních pevnin se nachází podobné množství, jelikož své vyšší stáří vyrovnává větší hloubkou impaktního poškození (Taylor 1975). Všechny tyto zmíněné procesy se souhrnně nazývají termínem kosmické zvětrávání (space weathering; Hartmann 2005).

Nejstarší povrchy na měsíčních pevninách jsou nejvíce poškozeny impakty a předpokládá se tedy, že je na nich mnohem větší vrstva regolitu (Hartmann 2005), přecházející až do 2 km mocné neprostupné vrstvy rozmělněného materiálu, tzv. megaregolitu. Předpokládá se, že v některých nejvíce poškozených místech je tato vrstva hluboká až 10 km (Short, Forman 1972; Hartman 1973). Tyto spodní hlubší vrstvy megaregolitu jsou však již pravděpodobně spojeny do koherentní horniny ve formě brekcií (Hartmann 2005).

Měsíční prachový regolit má velmi zajímavé vlastnosti. Jelikož se jedná o vodu a větrem neobroušená prachová zrnka, mají tyto zrnka velmi mnoho ostrých hran a výčnělků a jsou tudíž velmi přilnavá a soudržná (Gabzdyl 2006; obr. 28). Velmi lehce přilnou na jakýkoliv pevný materiál. Američtí astronauti projektu Apollo, kteří na povrchu Měsíce pracovali, hlásili, že se prachový regolit lepil na jejich přístroje a dostal se

i do jejich hermeticky uzavřených skafandru (obr. 33; Cernan 2003). Jemný prachový regolit se také může elektrostaticky nabíjet a díky získanému elektrickému náboji vířit nad povrchem [14]. Tento jev poprvé pozorovala sonda Surveyor 7 na začátku roku 1968, jako rozptýlené světlo nad horizontem po západu Slunce [42].



*Obr. 33 Astronaut Eugene A. Cernan (Apollo 17) zaprášený od měsíčního prachového regolitu po několikahodinovém pobytu v měsíčním údolí Taurus-Littrow (Schmitt – NASA; [15]).*

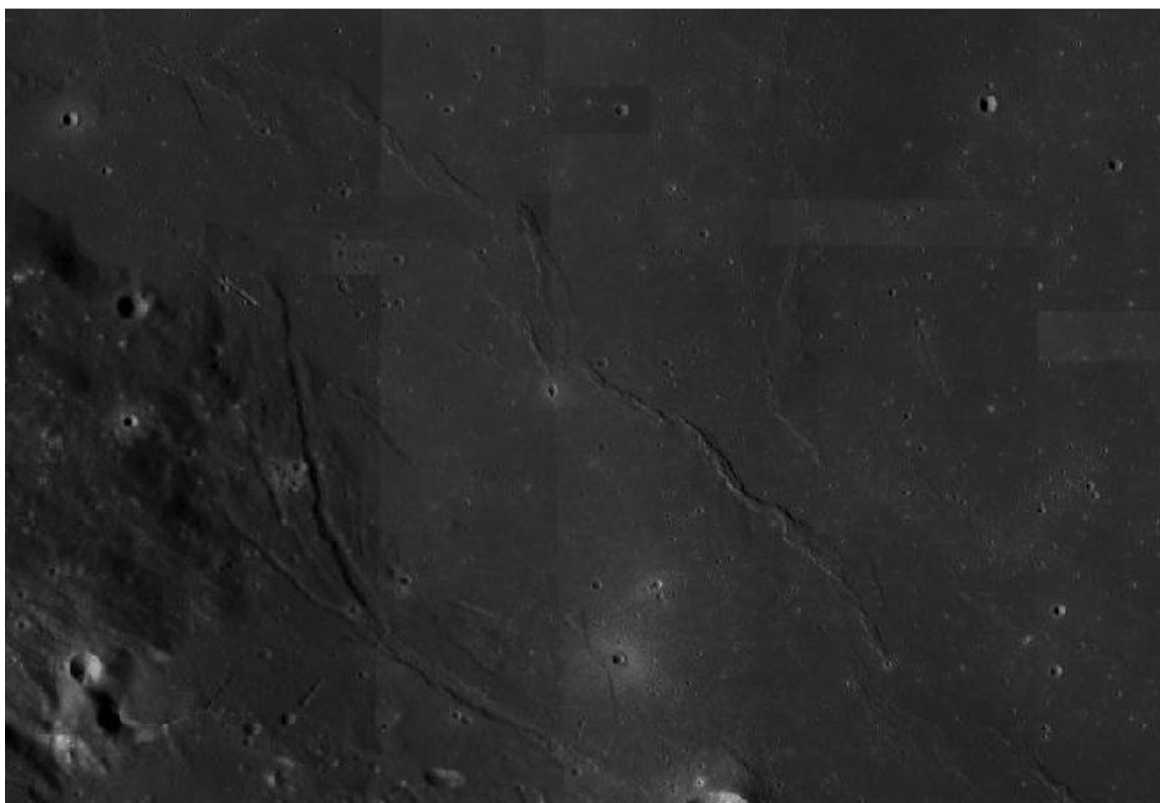
### **2.2.5 Další tvary na měsíčním povrchu**

Kromě nejvýraznějších tvarů, jakými jsou impaktní krátery a multiprstencové pánve, které jsou ze Země pozorovatelné i malým dalekohledem, se na Měsíci nacházejí také další významné povrchové tvary. Jejich původ je nejčastěji vulkanický, tektonický, nebo je spojen s impaktními událostmi.

Tvary vulkanického původu se nacházejí především v měsíčních mořích. Jedná se například o vrásné hřebeny (winkle ridges; obr. 34). Tyto vlnkovité hřebeny jsou většinou několik kilometrů široké, bývají i více než 100 km dlouhé a v obloucích se táhnou okolo okrajů pánví vyplněných výlevnými horninami. Vytvořily se pravděpodobně v závěrečné fázi výlevů měsíčních moří, kdy výlevy postupně klesaly do pánví, přičemž tyto okraje utuhly dříve a nyní jsou nad okolním terénem (Hartmann 2005). Protože jsou



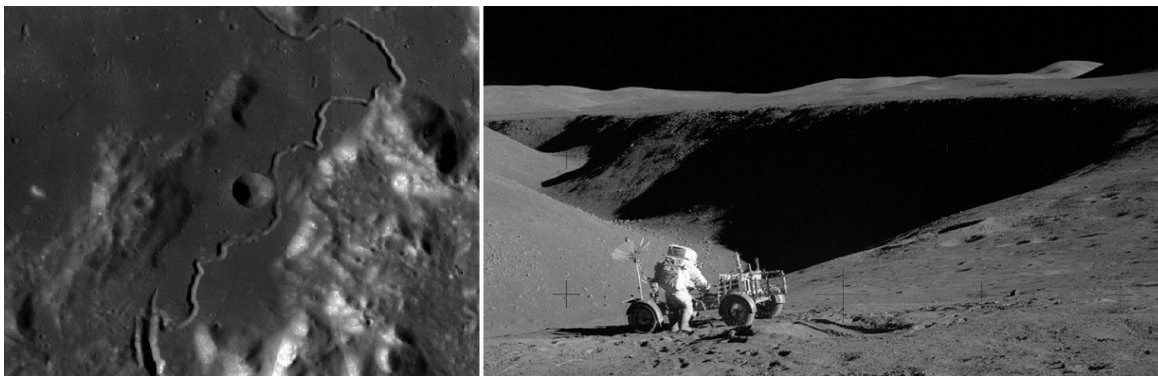
měsíční moře tvořena hustšími horninami, než mají okolní vysočiny a kůra v jejich podloží, v některých místech svojí váhou měsíční kůru deformovaly. Na těchto místech, která jsou většinou okraje moří, tak vznikly tvary tektonického původu, nazývané příkopové propadliny (grabens; Leonardi 1976, Spudis 1999).



*Obr. 34 Vrásné hřebeny (vpravo) na jihozápadním okraji Mare Serenitatis. Vlevo, zcela na okraji tohoto měsíčního moře, jsou také dobře viditelné brázdy (rilles; výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*

Podobné tvary jako propadliny jsou tzv. rilles (brázdy; obr. 34 vlevo, obr. 35). Rilles se rozdělují na dva hlavní typy (Hartmann 2005) a to na sinuous a lineara rilles. Sinuous rille je údolí se zákruty, které se velmi podobá např. kanálu, který přeťala řeka, nebo lávový proud. Lineara rille je přímé údolí, podobající se více propadlině. Brázdy (rilles) vznikají několika procesy, které mohou probíhat jak samostatně, tak i společně (Hartmann 2005). Může se jednat o zhroucení lávového tunelu nebo nahromadění „hrází“ z tuhnoucí lávy okolo stále ještě roztavené střední části lávového proudu (kde se tedy vytváří kanál, kterým láva dále proudí) nebo vznikají jako příkopové propadliny.





*Obr. 35 Hadleyho brázda, jedna z mnoha rilles na povrchu Měsíce. Vlevo je pohled z oběžné dráhy na tuto sinuous rille, která leží na okraji Mare Imbrium. Vpravo je snímek brázdy vyfocený přímo na povrchu Měsíce posádkou Apollo 15. Bohužel ani výzkum na místě přistání přesně neurčil procesy vzniku této brázdy (výřez fotografie vlevo byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA, [18]; Irving – NASA; [32]).*

Na měsíčním povrchu se vyskytují také vulkanické dómy (obr. 36). Většinou se jedná o bývalé sopečné štíty, které vznikly v měsíčních mořích. Lávy, které se podílely na vzniku měsíčních moří, měly velmi nízkou viskozitu, takže nedocházelo k tvorbě vysokých štítů jako na Zemi, ale spíše nízkých „boulí“ se sklonem svahů pouze několik stupňů (Hartmann 2005, Gabzdyl 2006). Další z povrchových tvarů, které mají na Měsíci vulkanický původ, jsou lávové tunely, které vznikaly především při mohutných výlevech bazaltů do měsíčních moří během imbrianu. Jedná se pravděpodobně o duté útvary, které vznikly utuhnutím svrchní vrstvy lávového proudu.



*Obr. 36 Lunární dómy v okolí hory Mons Rümker vyfotografované posádkou Apolla 15 (NASA; [32]).*

Tvary, které na Měsíci vznikaly impaktními procesy, jsou např. kráterové řetězy (obr. 37). Tyto lineárně uspořádané útvary vznikají po dopadu těles, která se po překonání Rocheovy meze rozpadnou na více kusů (Morrison 1982, [33]) a postupně dopadnou na povrch tělesa. (Podobným způsobem zanikla kometa Shoemaker-Levy 9 v roce 1994, která dopadla na Jupiter [34]).



Obr. 37 Řetěz kráterů u kráteru Davy vyfotografovaný z oběžné dráhy kolem Měsíce posádkou Apolla 12 (NASA; [35]).

### 2.3 Současná poloha Měsíce a jeho pohyby ve sluneční soustavě

Stejně jako každé hmotné těleso ve sluneční soustavě se i Měsíc pohybuje po kuželosečce, která má ohnisko v těžišti dané soustavy. V tomto případě se jedná o elipsu, přičemž její ohnisko, těžiště soustavy Země – Měsíc, se nachází 4 670 km od středu Země ve směru ke středu Měsíce (Rükl 1991). Z tohoto údaje je zřejmé, že se těžiště nachází uvnitř planety Země. Měsíc kolem Země obíhá prográdně, tedy z pohledu od severního pólu proti směru hodinových ručiček. Elipsa oběhu Měsíce je dále deformovaná tíhovými účinky Slunce, což způsobuje její malé zploštění (Kopal 1975). V apogeu oběžné dráhy je Měsíc od Země vzdálen 405 410 km, v perigeu 362 570 km, přičemž střední vzdálenost je 384 399 km. Excentricita této dráhy Měsíce je 0,0549 a průměrná oběžná rychlost  $1,022 \text{ km.s}^{-1}$  (Lang 2011).

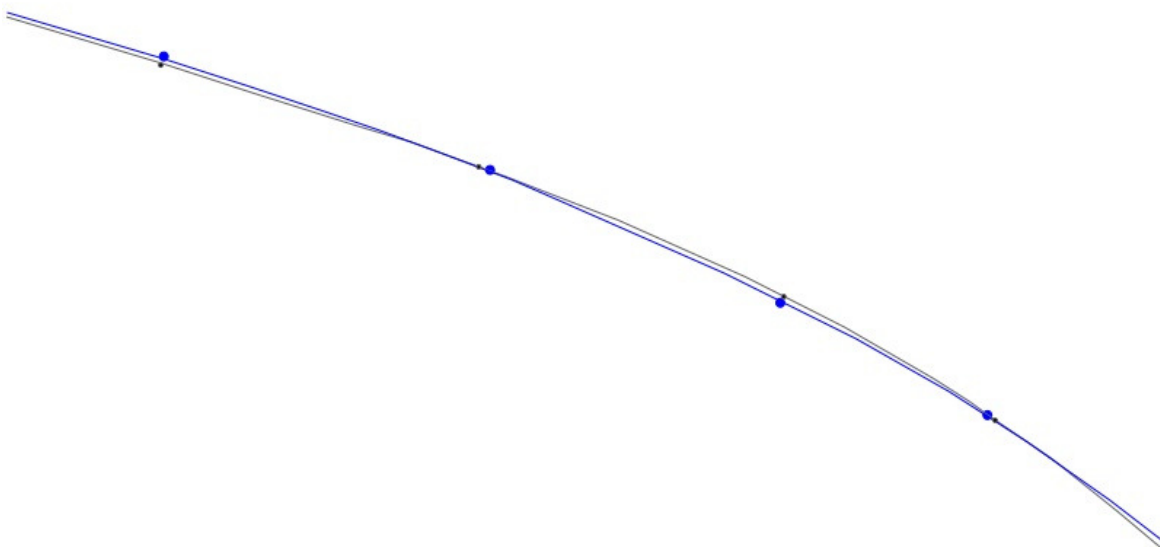
Sklon dráhy Měsíce k oběžné dráze Země okolo Slunce (ekliptice) je  $5,145^\circ$  (Lang 2011), přičemž osa rotace Měsíce je k jeho oběžné dráze okolo Země skloněná

o  $6,7^\circ$  (Rükl 1991). Hodnoty těchto parametrů mají za důsledek, že osa rotace Měsíce je k ekliptice skloněná o cca  $1,55^\circ$ . Slunce tedy na Měsíc svítí v podstatě neustále kolmo k jeho rovníku. To má za následek, že některá místa v blízkosti pólů mohou ležet v permanentní tmě, nebo naopak v permanentním světle (Spudis 1999).

Doba jednoho oběhu Měsíce kolem Země vztažená ke hvězdám (siderický měsíc) je dlouhá 27 dní, 7 hodin a 43,1 minut. Měsíc však společně se Zemí obíhá také kolem Slunce a doba, za kterou se Měsíc dostane do stejné fáze viditelné ze Země je rovna 29 dnům, 12 hodinám, 44 minutám a 2,9 sekundám (synodický měsíc; Lang 2011).

Měsíc se při jednom oběhu kolem Země otočí také jednou kolem své osy, tudíž je vůči Zemi ve vázané rotaci. Díky nekruhové oběžné dráze Měsíce však dochází k libracím, takže ze Země je možné pozorovat více než 50 % jeho povrchu, teoreticky až 59 % měsíčního povrchu. Librace Měsíce jsou dvojího druhu – v délce a v šířce. Librace v délce je způsobena nerovnoměrnou oběžnou rychlostí vyplývající z druhého Keplerova zákona. Měsíc se v perigeu pohybuje nejrychleji, zatímco v apogeu nejpomaleji. Proto se na dráze otáčení kolem své osy „předbíhá“ a „zpomaluje“, čímž dochází k tomu, že se naklání o  $\pm 7^\circ 54'$ . Libraci v šířce způsobuje sklon měsíčního rovníku vůči rovině oběžné dráhy Měsíce, který činí  $6,7^\circ$ . Osa rotace Měsíce však zůstává v prostoru stále stejně orientována a proto se k pozorovateli na Zemi postupně naklání jak severní, tak jižní měsíční pól. Tyto librace v šířce dosahují až  $\pm 6^\circ 50'$  (Rükl 1991).

Jak již bylo uvedeno výše, systém Země – Měsíc se společně pohybuje kolem Slunce a to v průměrné vzdálenosti 1 AU, tj. 149 597 870,7 km (Pitjeva, Standish, 2009). Tato eliptická dráha má excentricitu 0.0167 (Lang 2011). Jelikož Zemi při jejím oběhu Měsíc také obíhá, opisuje kolem Slunce poměrně složitou dráhu (obr. 38). V podstatě se jedná o protáhlou sinusoidu s amplitudou jednoho synodického měsíce a s vlnovou délkou průměrné vzdálenosti Země – Měsíc. Samotná sinusoida má osu v podobě elipsy, po níž kolem Slunce obíhá Země. Také Země kolem Slunce obíhá prográdně.



*Obr. 38 Část trajektorie Měsíce okolo Slunce (fialová barva) v porovnání s drahou Země (modrá barva) ([36]).*

Měsíc planety Země je pátý největší přirozený satelit celé sluneční soustavy. Se svým rovníkovým průměrem 3 476 km (Rükl 1991) ho někteří autoři považují společně s planetou Země za dvojplanetu (Gabzdyl 2006). Podobný poměr mezi velikostmi a hmotnostmi mateřského tělesa a jejího měsíce či měsíců můžeme ve sluneční soustavě najít již pouze u plutoidu Pluto a jeho měsíce Charonu.



### **3. Vybrané impaktní krátery na povrchu Měsíce**

Vznik impaktního kráteru je velmi rychlý a v podstatě katastrofický proces s obrovskými a dlouhodobými následky na rozsáhlé okolí postižené oblasti. V této kapitole jsou diskutovány procesy, které se při impaktní události dějí a zároveň tvary, které při ní vznikají, a to na vybraných příkladech dvou velkých měsíčních komplexních kráterů. Vzhledem k jejich různému stáří lze na tomto příkladu také dobře odvodit, s jakou intenzitou na Měsíci probíhají erozivní procesy.

#### **3.1 Tycho – nejmladší velký komplexní kráter na přivrácené straně Měsíce**

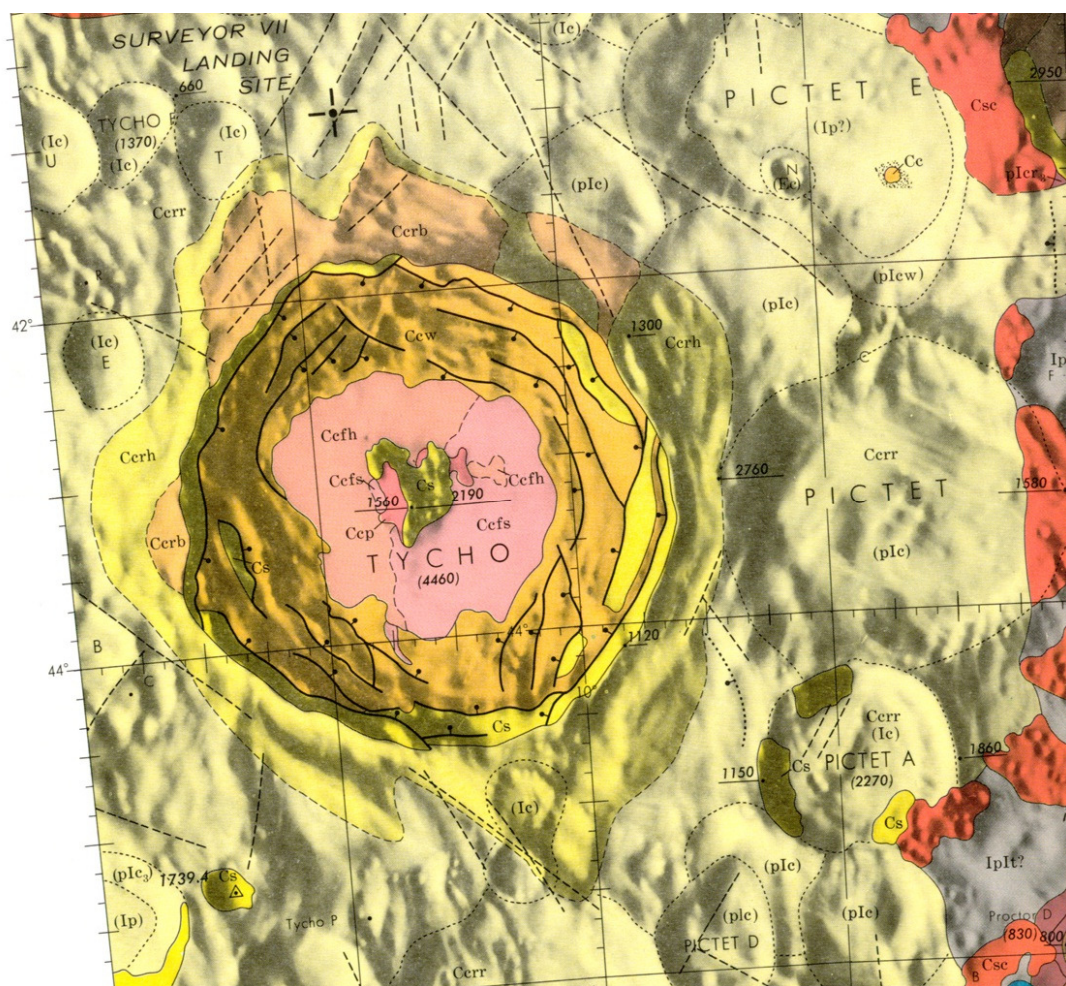
Kráter Tycho byl pojmenován po významném dánském astronomovi Tychonu Brahe, který také působil v Praze za vlády Rudolfa II na konci 16. století.

##### **3.1.1 Poloha, původ a stáří kráteru Tycho**

Kráter Tycho, který vznikl na jižní přivrácené straně Měsíce (43,3° j. š., 11,3 z. d.; obr. 39), je jeden z nejmladších velkých komplexních kráterů na měsíčním povrchu. Vzhledem k jeho relativnímu mládí (geologicky vzato) je tento kráter Tycho příkladem morfologicky výrazného velkého útvaru na povrchu Měsíce. Paprsky impaktních vyvrženin, vzniklé během impaktní události, se od kráteru Tycho rozbíhají radiálně až do vzdálenosti téměř 2 000 km, tedy až na severní měsíční polokouli. Analýzou vzorků hornin z jedné zóny těchto paprsků, které získali astronauti Apollo 17 v údolí Taurus-Littrow, bylo určeno stáří impaktní události, které je přibližně  $108 \times 10^6$  let (Bottke et al. 2007). Jedná se tedy o velmi mladý tvar povrchu Měsíce, náležící do éry copernican (obr. 40). Jeho relativní mládí navíc dokazuje i absence dalších impaktů v oblasti tohoto impaktního kráteru s ostrým a zřetelně jasným reliéfem (nachází se v něm pouze jeden impakt s průměrem větším než 1 km) a dále superpozice paprsků impaktních vyvrženin přes další měsíční povrchové tvary.



*Obr. 39 Kráter Tycho je nejjasnější pozorovatelný tvar ze Země na povrchu Měsíce. Na této fotografii ze sondy Galileo se nachází v levé dolní části měsíčního kotouče. Paprsky vzniklé při tomto impaktu se radiálně rozbiňají takřka přes celou měsíční polokouli. Na fotografii jsou také patrné méně zřetelné paprsky vycházející z kráteru Copernicus, který se nachází v levé střední části a je přibližně o  $700 \times 10^6$  let starší, než Tycho. Na severním okraji Mare Imbrium (severní polokoule Měsíce) je také dobře pozorovatelný tmavý kráter Plato, který je rozebráný v kapitole 3.2 (Galileo – NASA; [1]).*

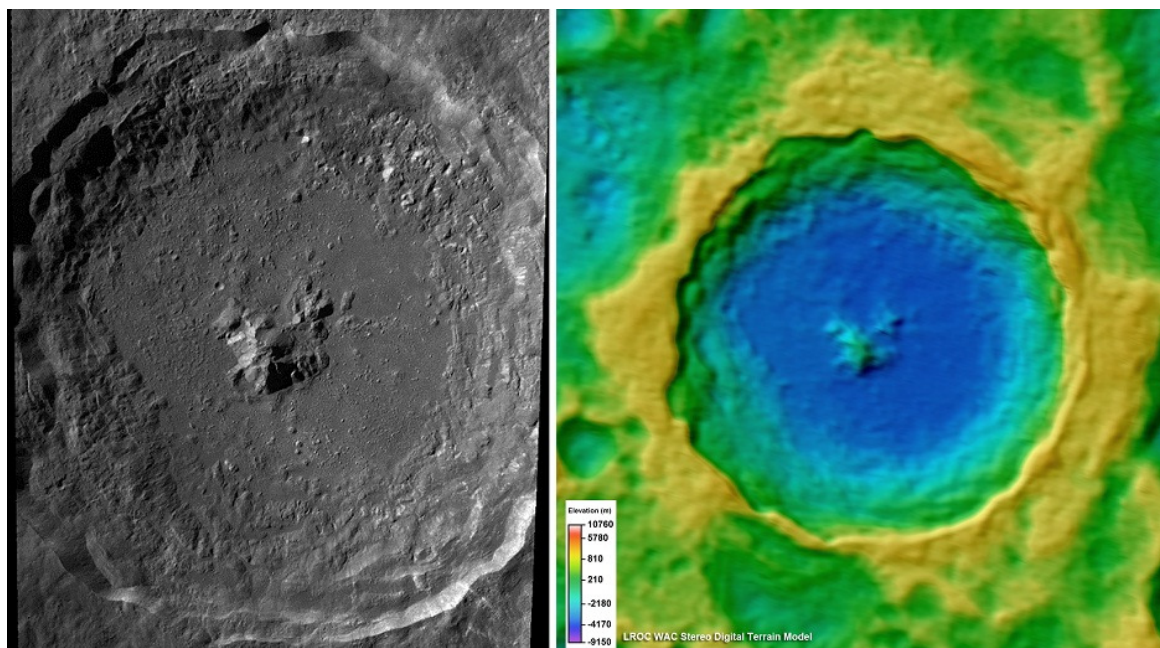


Obr. 40 Geologická mapa kráteru Tycho a jeho bezprostředního okolí. Světle oranžová (Cefh) a světle růžová (Cefs) barva reprezentuje horniny kráterového dna, přičemž světle oranžová označuje pahorkovitý chaotický terén a světle růžová plochý povrch. Centrální pahorek (žlutá barva – Cs) je tvořen horninami, které byly během impaktu vyzdviženy z hlubšího podloží a mají vysoké albedo. Oranžová barva (Cew) reprezentuje jemný pahorkovitý materiál s terasovitými plochami a černé linie zobrazují významné zlomy. Žlutá barva (Cerh) zobrazuje materiál lemu kráteru, tvořeného opět pahorkovitým materiálem především z vyvrženin. Okolní světlejší žlutá barva (Cerr) zobrazuje materiál rozhození radiálně od místa impaktu. Černý křížek severně od kraje kráteru ukazuje na místo přistání sondy Surveyor 7 (obr. 49; *Geologic Atlas of the Moon*; [6]).

Podle hypotézy, publikované v roce 2007 výzkumným týmem W. Bottkeho, D. Vokrouhlického a D. Nesvorného, vzniknul impaktor, který vytvořil kráter Tycho, asi před  $160 \times 10^6$  roky kolizí mezi dvěma planetkami v hlavním pásu planetek mezi Marsem a Jupiterem. Podle jejich hypotézy také vznikl při této kolizi impaktor, který před  $65 \times 10^6$  roky dopadl na Zemi a vytvořil kráter Chicxulub. Tato impaktní událost pravděpodobně způsobila rozsáhlé vymírání pozemských organismů na konci křídý (Bottke et al. 2007). Podle hrubého odhadu měl impaktor průměr mezi 4 až 6 km.



Podle uspořádání paprsků, které radiálně vycházejí ze středu impaktního kráteru, lze přibližně určit směr a úhel dopadu impaktoru. V případě kráteru Tycho a uspořádání jeho paprsků (obr. 39) přilétl impaktor ze západu, dopadl šikmo, a to pod úhlem přibližně 45°. Impaktní Tycho má průměr 85,29 km [50] a maximální hloubku kráterového dna nad kráterovým lemem přibližně 4,7 km (Rükl 1991; obr. 41).

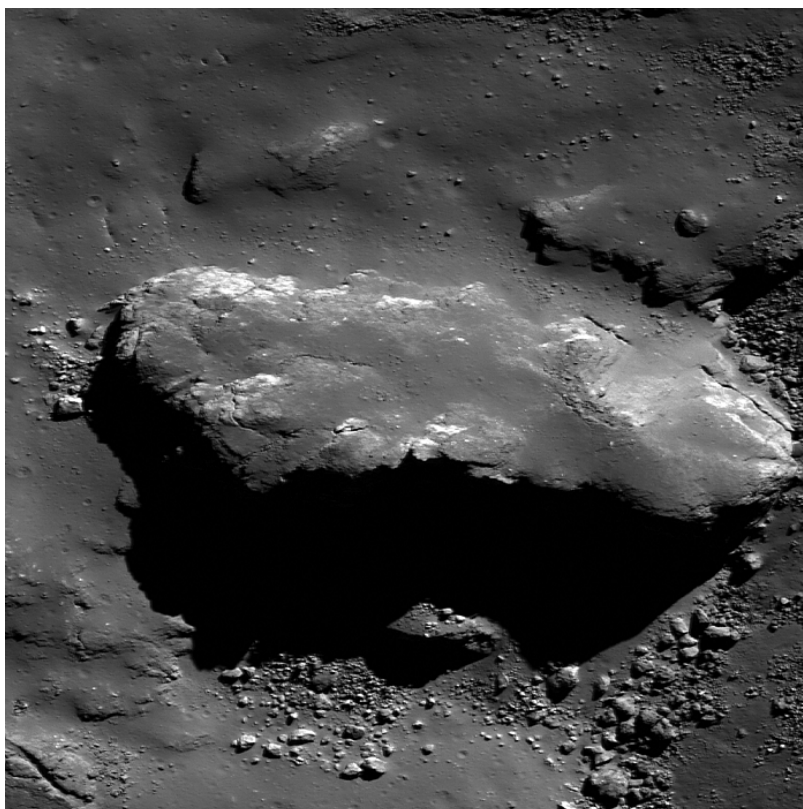


Obr. 41 Topografický model povrchu Tychona sestavený pomocí stereoskopických snímků z kamery LROC (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [39], [43]).

### 3.1.2 Selenografie kráteru Tycho

Tycho je kráter, který se vyznačuje výraznými paprsky, terasovitými plochami v kráterovém lemu a výrazným centrálním pahorkem. Má tedy všechny znaky dobře vyvinutého komplexního kráteru. Impaktor, který Tycho vytvořil, narazil před  $108 \times 10^6$  roky do měsíčního povrchu v místě, které bylo tvořeno převážně povrchy s velkou hustotou impaktů měsíčních vysočin pravděpodobně preimbriálního stáří. Tyto povrchy byly pahorkovité a rozdrčené impakty do formy megaregolitu až do hloubky přibližně 2 km [6].

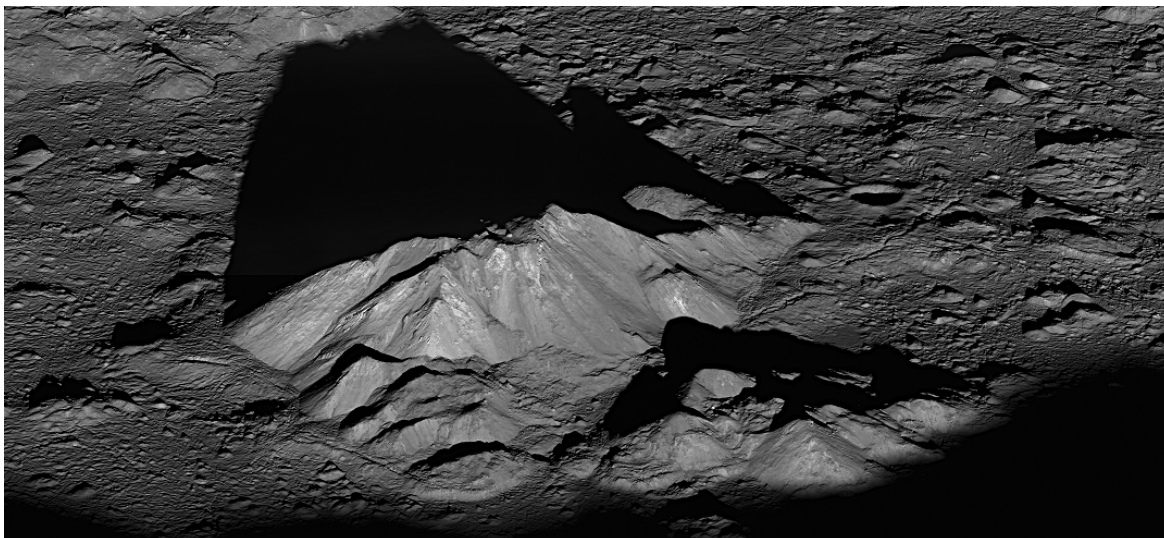
Dopad impaktu a následné vytvoření kráteru Tycho výrazně pozměnily rozsáhlé okolí této události. Staré měsíční povrchy byly pokryty impaktními vyvrženinami, sekundárními krátery a do vzdálenosti několika stovek až tisíců kilometrů se radiálně rozprostřely také paprsky impaktních vyvrženin. Sekundární impakty, které vznikly impaktními vyvrženinami, jsou jak přímo na dně kráteru, tak v okolí kráteru (obr. 42).



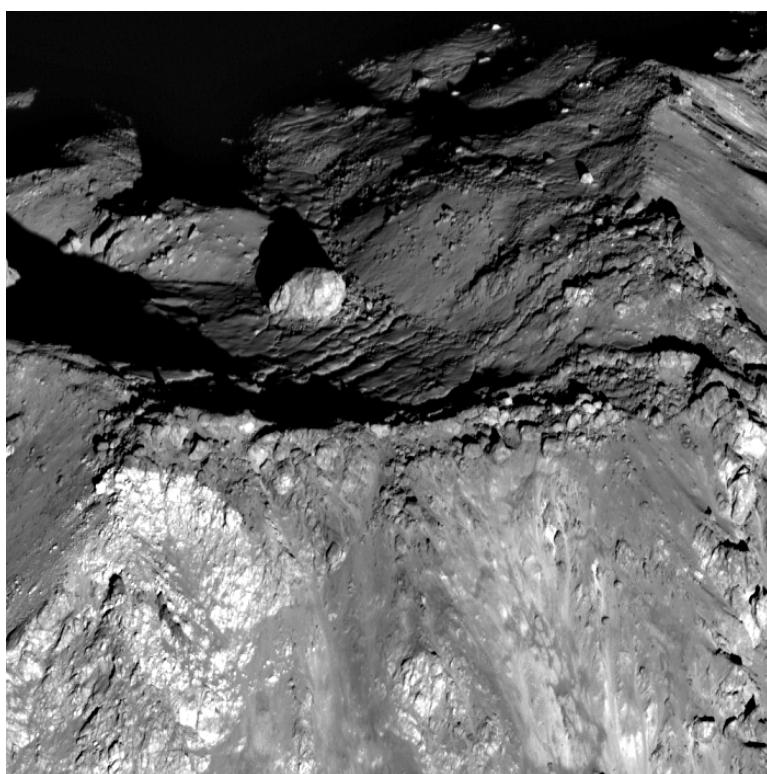
*Obr. 42 Impakt na kráterovém dně Tychona o průměru cca 320 m. Z morfologie impaktu je jasně zřetelné, že impaktor dopadl na dno malou rychlostí do poměrně měkké horniny (která byla v době impaktu natavená). Poté byl ještě kráter impaktu částečně překryt tenkou hladkou vrstvou impaktní taveniny (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [47]).*

Kromě paprsků impaktních tavenin a vyvrženin je nejvýraznějším tvarem kráteru Tycho jeho centrální pahorek (obr. 43). Je tvořen materiálem z podloží z hloubky několika km a dosahuje výšky přibližně 2 km nad okolním dnem kráteru. Svahy pahorku jsou pokryty velkým množstvím fragmentů hornin od velikosti několika metrů až po stovky metrů (obr. 44), které pravděpodobně vznikly během výzdvihu pahorku nad okolní dno. Vznik pahorku byl velmi rychlý proces, který trval řádově jen několik desítek vteřin až pár minut (Shoemaker 1999, Hartmann 2005), což je zřejmé z toho, že se na jeho povrchu vyskytují stříkance horninové taveniny (obr. 45) vymrštěné do prostoru přímo během impaktu [38]. Utuhnuté stříkance této impaktní taveniny jsou tvořené jemnějším materiálem, než jsou okolní roztříštěné bloky hornin a mají také nižší albedo [40].

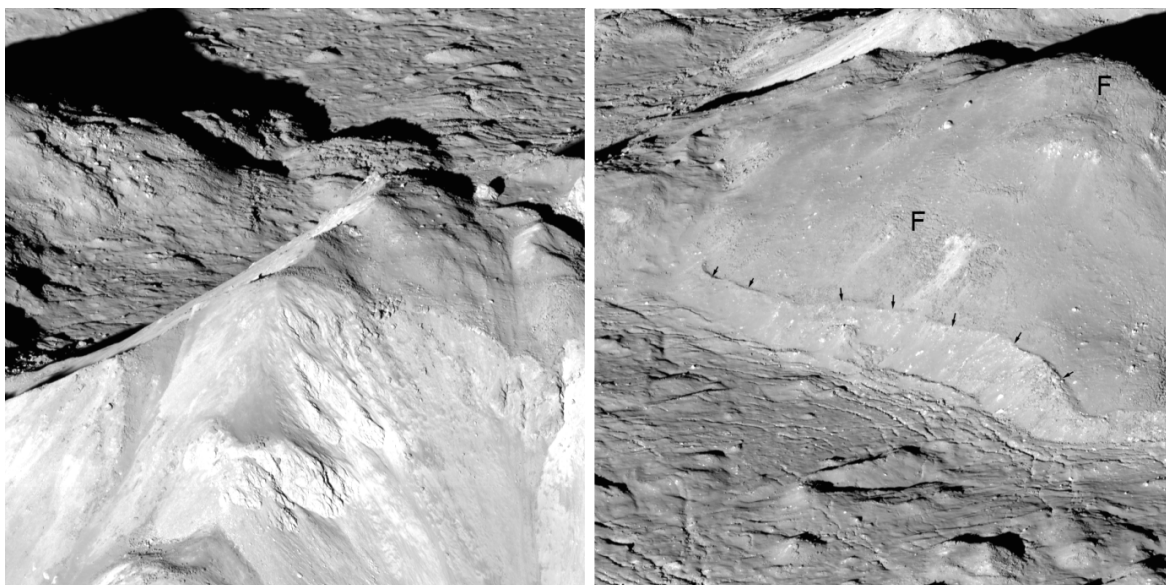




*Obr. 43 Centrální pahorek kráteru Tychon je přibližně 15 km dlouhý (zleva doprava na této fotografii, což je směr z jihovýchodu na severozápad na Měsíci). Nejvyšší vrcholek tohoto pahorku je přibližně 2 km nad okolním kráterovým dnem. Kolem pahorku je na fotografii dobře viditelné dno kráteru, vyplněné rychle utuhnutou taveninou vzniklou během impaktu (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [38]).*

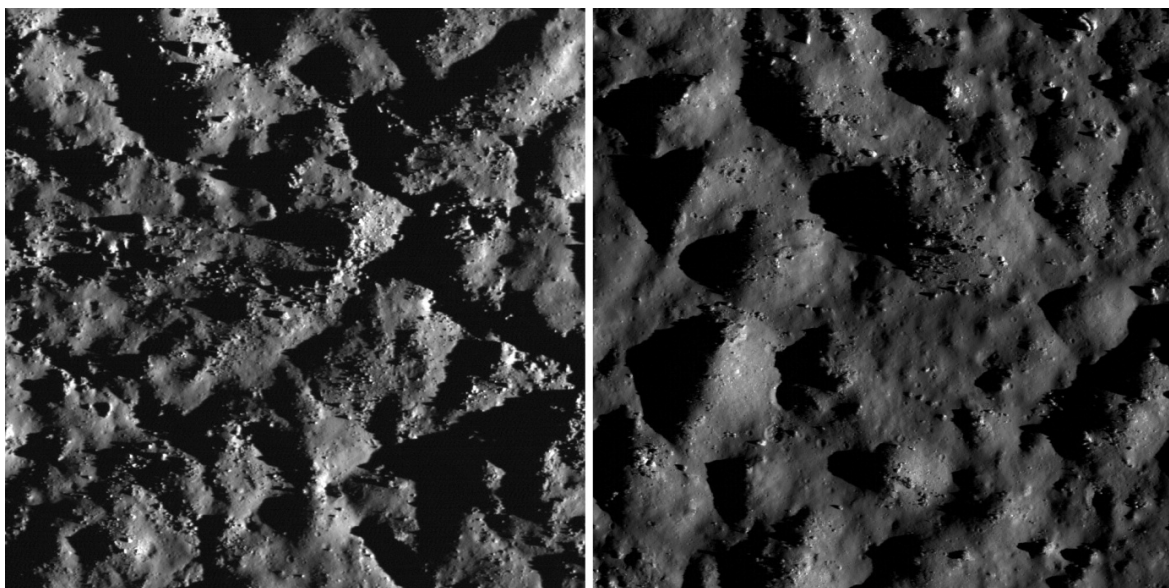


*Obr. 44 Detail vrcholku centrálního pahorku, na kterém se nachází malá, pouze několik desítek metrů hluboká deprese, připomínající vulkanický kráter. Světlý balvan u středu snímku má průměr asi 120 m. Fotografie zobrazuje na šířku přibližně 1,2 km povrchu Měsíce (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [38]).*

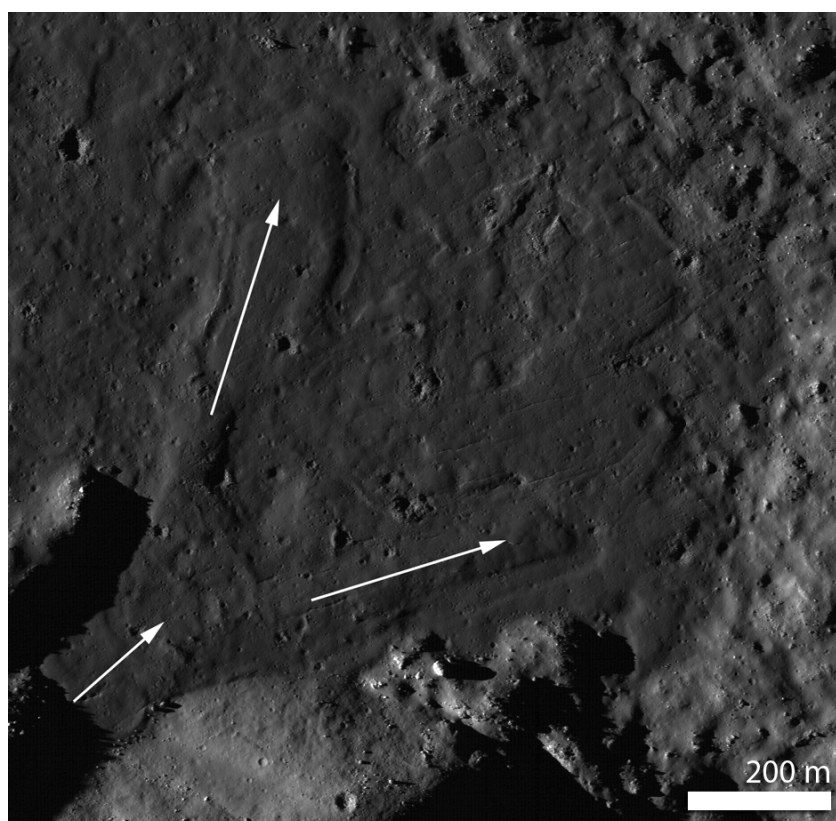


*Obr. 45 Impaktní tavenina umístěná na povrchu centrálního pahorku (viz tmavší ohraničené části na obou fotografiích). Tato tavenina má oproti původní hornině centrálního pahorku hladší texturu, nižší albedo a v některých místech je patrné, že balvany tvořící podklad obklopuje. Oba snímky zobrazují centrální pahorek z jiných úhlů, než na obrázku 43. Na levém obrázku, který zobrazuje pahorek ze západu na východ, je vpravo nahoře viditelná deprese s balvanem z obrázku 44 (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [40]).*

Kráterové dno kráteru Tycho je na povrchu přibližně z poloviny vyplněné chaotickým pahorkovitým terénem (obr. 43, 46 vlevo) tvořeným převážně impaktní taveninou, která má velmi komplikovanou termální historii. Impakt, při kterém Tycho vzniknul, byl dostatečně mohutný, aby se okolní hornina roztavila do teplot, které byly mnohem vyšší, než teploty měsíčních lávových výlevů. Taveniny impaktu byly následně promíchány s vyvrženými troskami a po kráterových svazích stékaly (vzhledem k velmi vysoké teplotě měly také velmi nízkou viskozitu) a akumulovaly se na kráterové dno (obr. 47). Vyvržené trosky, které se s taveninou smíchaly během impaktu a byly jí také pokryty, tvoří nyní na kráterovém dně malé vrcholky (obr. 46 vpravo). Během následného chladnutí směsi vyvrženin a taveniny, které probíhalo od okrajů směsi do centra, se díky tepelnému smršťování, izostatickým pohybům různě hustých částí a dalším tepelným projevům povrch různě deformoval. Na takto vytvořeném primárním povrchu docházelo i k občasným sekundárním erupcím ještě roztavené taveniny [41], [43]. Pod těmito povrchy leží několika kilometrová vrstva horniny čočkovitého tvaru ve formě brekcií. Pod vrstvou brekcií leží původní horninové podloží, které je zlomy narušeno do hloubky více než 10 km.

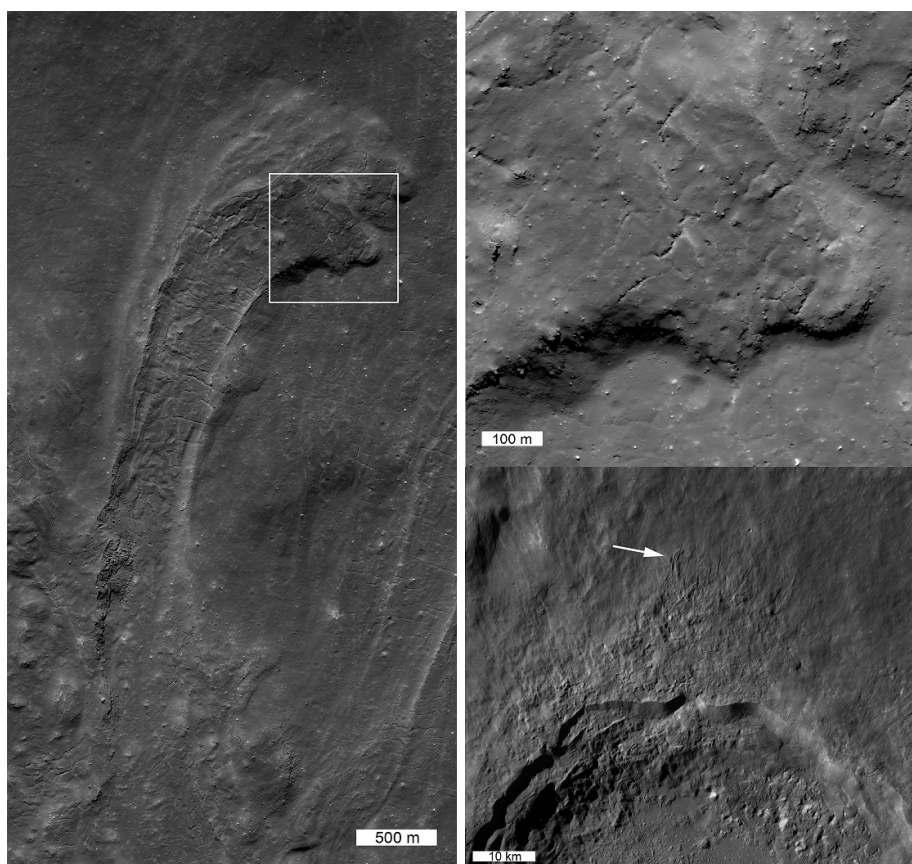


Obr. 46 Vlevo: Povrch kráterového dna v Tychonu je na mnoha místech vyplněn chaotickým terénem tvořeným převážně impaktní taveninou vzniklou přímo během impaktu. Tyto povrchy byly následně deformovány tepelnými kontrakcemi. Rozlišení fotografie pořízené kamerou LROC na sondě Lunar Reconnaissance Orbiter je 0,5 m/px. Vpravo: Balvany a impaktní tavenina v jiné části dna kráteru Tychona (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [41], [43]).



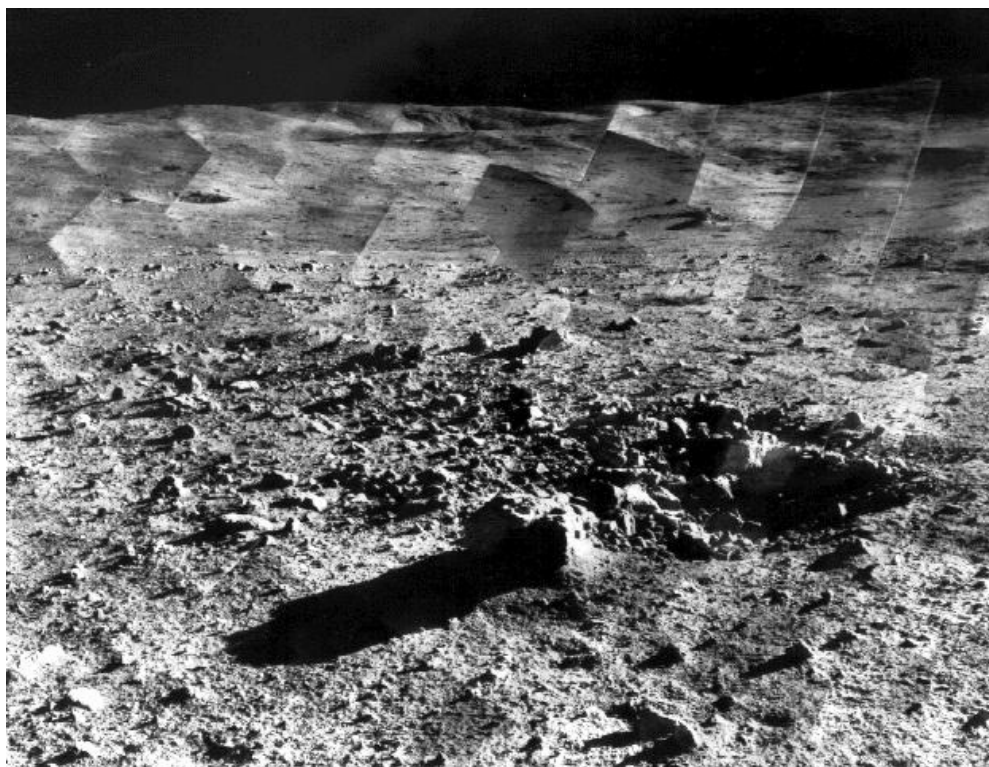
Obr. 47 Bílé šipky zobrazují směr pohybu tekoucí impaktní taveniny na kráterovém dně, která posléze utuhla do pevné směsi minerálů a sklovité horniny. (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [43]).

Impaktní tavenina se rozstříkla nejen na kráterové dno, ale tvoří přerušovanou pokrývku i kráterového okraje a impaktních vyvrženin dále za kráterovým okrajem. Mohutný proud nyní utuhnuté impaktní taveniny (obr. 48) stékal např. ze severního okraje kráterového lemu více než 10 km dál do okolí. V nejširším místě je tento proud okolo 2,7 km široký. Na okraji proudu jsou vytvořeny hráze a jeho středem vede kanál, kudy tavenina nejrychleji a nejdéle proudila, protože k ochlazování proudu docházelo od okrajů do centra. Na hrázích je zachováno zvrstvení složené z utuhnutých stříkanců taveniny, které se přelily v průběhu aktivního pohybu toku [44]. Tento největší proud impaktní taveniny se do okolí rozléval přibližně 21 km severně od okraje kráterového lemu. To je nedaleko místa přistání sondy Surveyor 7, která zde přistála v roce 1968 a pořídila panoramatické fotografie (obr. 49) severního kráterového lemu kráteru Tychona.



*Obr. 48 Mohutný proud impaktní taveniny, který stekl ze severního okraje kráterového lemu Tychona. Obrázek vpravo dole zobrazuje jeho polohu oproti kráteru Tycho. Obrázek vlevo zobrazuje samotný proud a místo, kde utuhnul natolik, že přestal téct. Obrázek vpravo nahoře je výřez obrázku vlevo – detail konce proudu a jeho rozpraskané struktury. K deformacím a tvorbám puklin v impaktní tavenině docházelo během tuhnutí a to především teplotními kontrakcemi. Mládí tohoto proudu dokazuje i minimum impaktních kráterů na jeho povrchu (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [44]).*

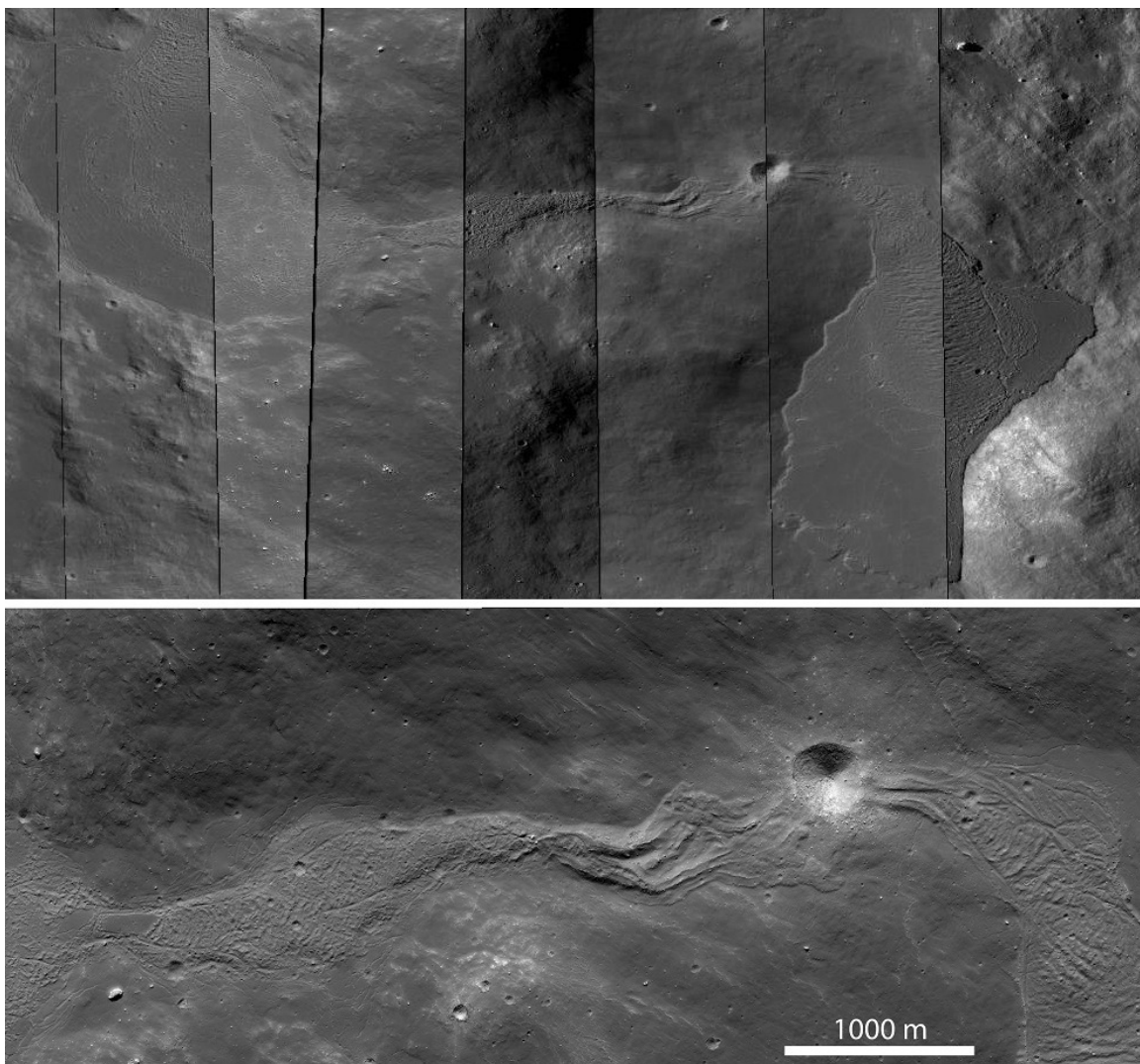




*Obr. 49 Mozaika fotografií pořízená sondou Surveyor 7 na povrchu Měsíce v roce 1968 nedaleko severního kráterového lemu Tychona. Kopce ve středu fotografie na horizontu jsou asi 13 km vzdálené a nejedná se tedy přímo o Tychonův kráterový lem. Téměř ve stejném směru leží i utuhnutý proud impaktní taveniny, který je zobrazen na obr. 48. Kámen v popředí snímku má nejdelší rozměr asi 60 cm. (Surveyor 7 byl poslední lander celého Surveyor programu. Vzhledem k tomu, že 4 ze 6 vypuštěných landerů byly úspěšné a splnily všechny požadavky na průzkum potenciálních přistávacích míst programu Apollo, byla poslední sonda poslána na toto vědecky velmi zajímavé místo.) (Surveyor 7 – NASA; Wilhelms 1993; [45].)*

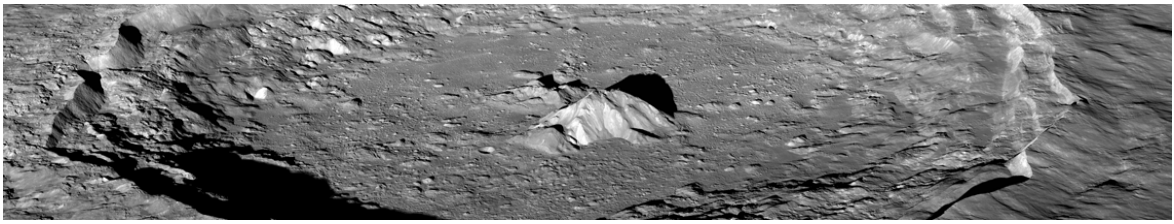
Popsaný proud impaktní taveniny není u kráteru Tycho jediný. Další, podobně rozsáhlý, lze pozorovat i na jihovýchodním svahu kráterového lemu (obr. 50), kde vytvořil několik akumulací v podobě utuhnutých lávových „jezer“. Mezi těmito jezery se také vytvořily menší proudy, jejichž průběh kopíruje místní topografii [46].





*Obr. 50 Nahoře: Další rozsáhlý proud impaktní taveniny nedaleko jihovýchodního okraje kráterového lemu Tychona, který vytvořil dvě velká „jezera“ utuhnuté taveniny. Tento proud je i přes své relativní mládí přerušen ještě mladším impaktem s průměrem asi 400 m (detailní fotografie dole). Na fotografii dole jsou zřetelně patrné malé sekundární impakty a paprsky impaktních vyvrženin o směru SZ – JV, které vycházejí přímo z kráteru Tycho (horní výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18], [46]).*

Terasovité plochy charakteristické pro komplexní krátery se vyskytují i u kráteru Tycho. Impaktní kráter Tycho měl několik vteřin po vzniku mnohem příkřejší vnitřní stěny kráterového lemu [7]. Následně došlo k četným sesuvům podél zlomů, a to v podstatě okolo celého kráteru, protože svahy byly velmi nestabilní. Tvar kráteru je tedy v současné době méně miskovitý, než byl bezprostředně po jeho vzniku (obr. 51).



*Obr. 51 Šikmý pohled na kráter Tycha umožňuje zajímavý pohled na terasovité plochy a sesuvy podél kráterového lemu. Nejvýraznější sesuv materiálu se uskutečnil v severozápadní vnitřní části lemu (na fotografii vlevo). Velmi fragmentovaný materiál zde tvoří souvislou pokrývku rozbrázděnou několika zlomy o délce cca 15 km (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [40]).*

## **3.2 Plato – komplexní kráter vyplněný utuhnutou lávou**

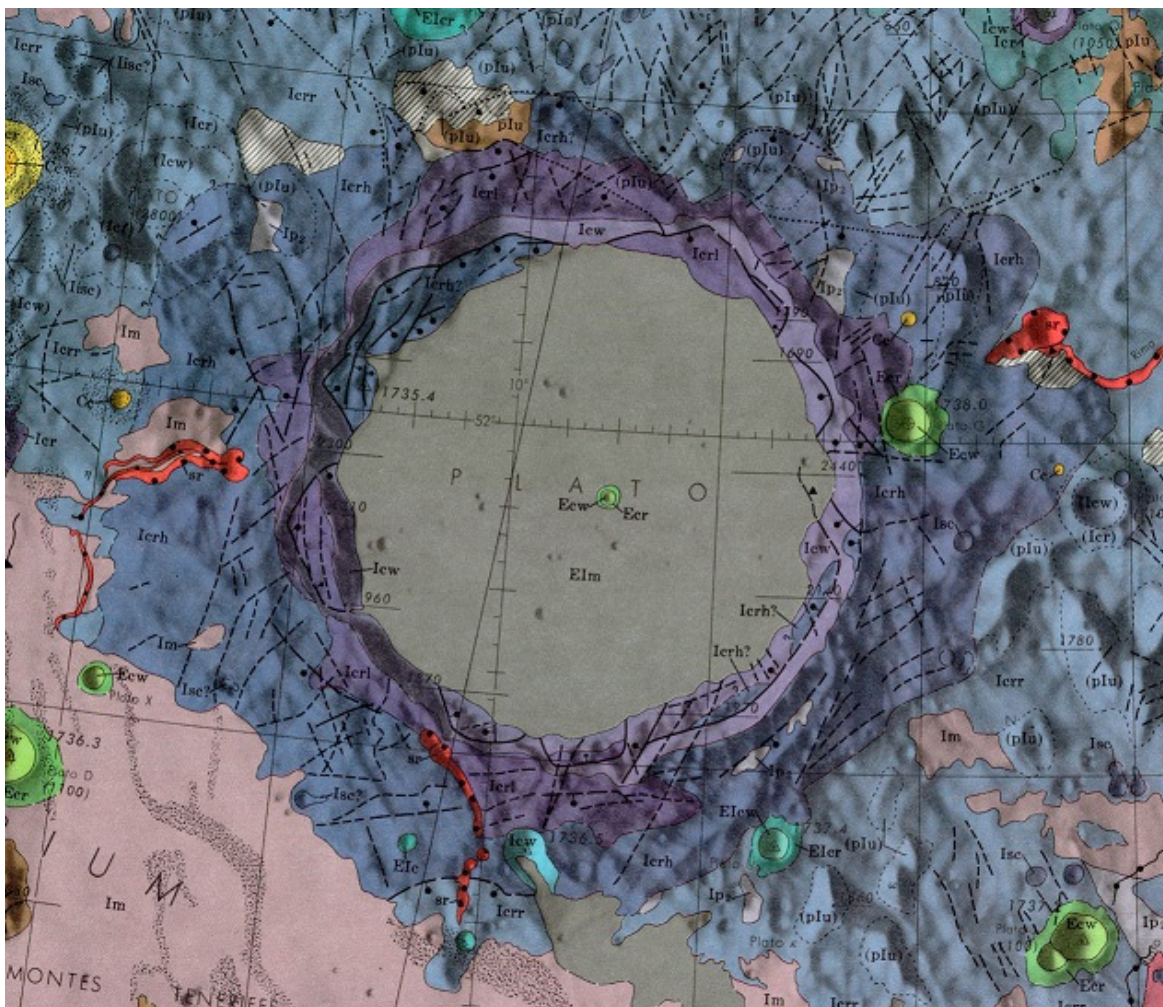
Kráter Plato byl pojmenován po Platónovi, jednomu z nejvýznamnějších starořeckých filozofů a matematiků, který žil v 5. století před naším letopočtem.

### **3.2.1 Poloha, původ a stáří kráteru Plato**

Kráter Plato leží v horském masivu Montes Alpes ležícím mezi Mare Imbrium a Mare Frigoris na severní přivrácené polokouli Měsíce ( $51,75^\circ$  s. š., 9,3 z. d.; obr. 39, obr. 52). Odhadované stáří tohoto impaktního kráteru je asi  $3,84 \times 10^9$  let a jedná se tedy o morfologicky výrazný tvar, který vznikl na přelomu nectarianu a imbrianu. Je o něco mladší, než multiprstencová pánev Imbrium, do které se později vylily bazaltické lávy a vzniklo tak Mare Imbrium (obr. 53). Vzhledem k vysokému stáří kráteru Plato lze v něm velmi dobře pozorovat geologické procesy, které se podílely na formování přívrchové části Měsíce do jeho současné podoby.



*Obr. 52 Poloha kráteru Plato na Měsíci. Tato valová rovina leží v měsíčním pohoří Montes Alpes mezi Mare Imbrium (na fotografii dole) a Mare Frigoris (nahore). Kráter Plato je vyplněný mladší a tmavou horninou bazaltického původu, než jsou okolní měsíční moře (výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*

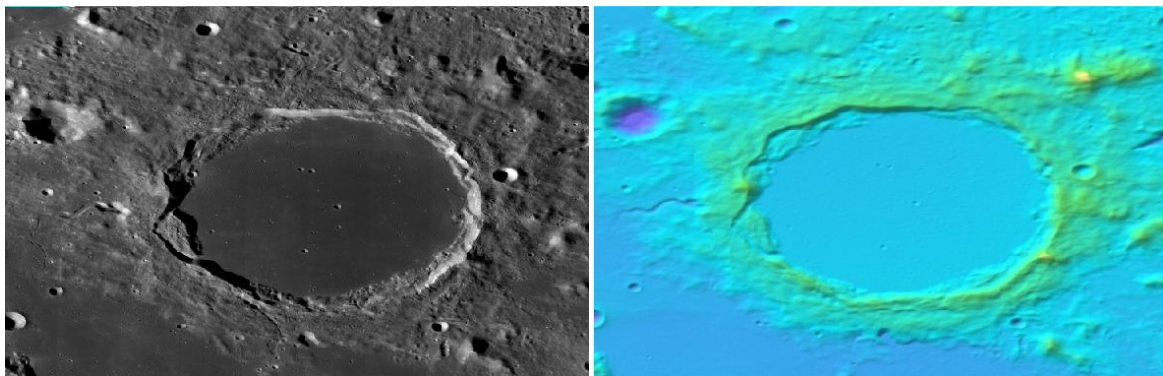


Obr. 53 Geologická mapa kráteru Plato a jeho bezprostředního okolí. Světle fialová barva (Im) jihozápadně od kráteru vyjadřuje bazaltické výlevy v Mare Imbrium, které jsou sice starší, než mladší výlevy (asi o  $10^9$  let, šedá barva Elm) přímo v kráteru Plato, ale zároveň mladší, než je samotný impaktní kráter. Ostatní modré a fialové barvy zobrazují pahorkovitý terén s materiálem kráterového lemu a také impaktních vyvrženin, které vznikly během impaktu. Pouze světle modrá barva (Ia) označuje místa původní měsíční vysočiny Montes Alpes, která je starší než multiprstencová impaktní pánev Imbrium. Zelená barva (Eew, Eer) zobrazuje místa novějších impaktů v éře eratosthenian. Červená barva (sr) reprezentuje brázdy, propadliny nebo zatuhnuté propadnuté proudy lávy. Tečkovaná místa jsou pokryta impaktními paprsky z okolních impaktů éry copernican (Geologic Atlas of the Moon; [6]).

Původ impaktoru, který kráter Plato vytvořil, není znám, stejně jako směr a úhel dopadu. Vzhledem k vysokému stáří impaktního kráteru se však pravděpodobně jednalo o planetisimálu odchýlenou ze své původní transneptunické dráhy migrací velkých plynných planet. Tato migrace plynných planet způsobila pozdní velké bombardování (více viz obr. 26). Podle hrubého odhadu měl impaktor maximální průměr asi 8 km. Kráter Plato je silně erodován kosmickým zvětráváním, má průměr 100,68 km [49], a současnou



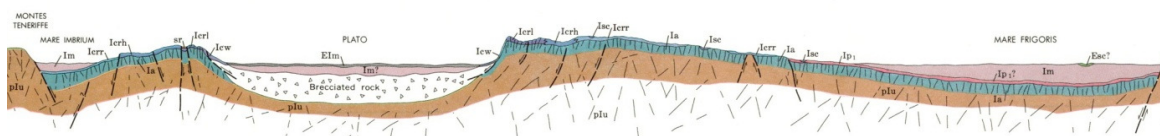
hloubku přibližně 1 km (obr. 54). Skutečná hloubka tohoto impaktního kráteru byla větší, nyní je však kráter vyplněný bazaltickým výlevem.



Obr. 54 Topografický model povrchu kráteru Plato a jeho blízkého okolí je vytvořen pomocí stereoskopických snímků kamery LROC. Rozdíl výšek mezi žlutou barvou a světle modrou je přibližně 1 km. Fotografie je nepatrně horizontálně roztažená zvoleným ekvidistantním cylindrickým zobrazením (výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).

### 3.2.2 Selenografie kráteru Plato

Hlavním morfologickým znakem kráteru Plato je kráterové dno, které nelze přímo pozorovat, protože je překryté bazaltickým výlevem. K tomuto výlevu došlo přibližně  $750 \times 10^6$  let po impaktní události (Wilhelms 1987, [6]), tedy již v éře eratosthenian, a pravděpodobně překryl i starší lávy, které se do kráteru vylily společně s vytvořením nedalekého Mare Imbrium ([6]; obr. 55). Bazaltické horniny mají mocnost přibližně 2,6 km a zcela překryly celé kráterové dno, spodní část terasovitých ploch kráterového lemu a také celý centrální pahorek, který byl vysoký asi 2,2 km [52].

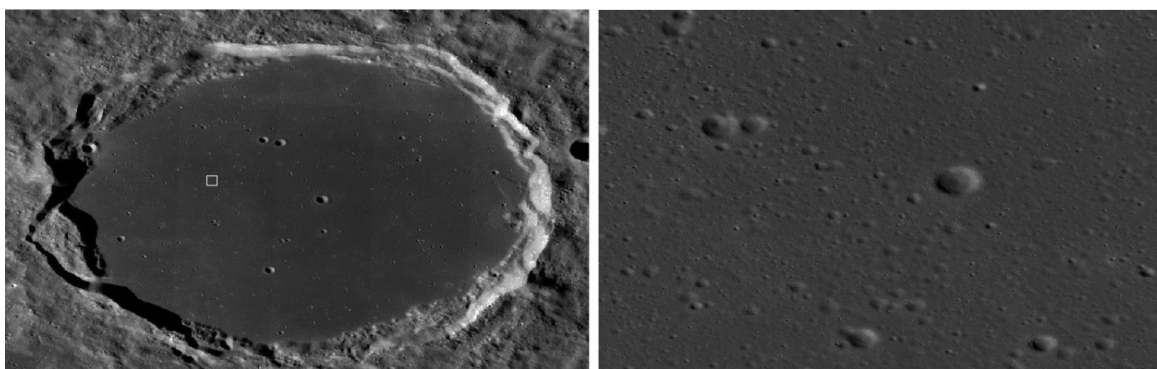


Obr. 55 Převýšený příčný profil kráterem Plato na sever do Mare Frigoris. Tento profil není veden středem kráteru, nezobrazuje tedy lávou pohřbený (a pravděpodobně lávou podstatně denudovaný) centrální pahorek komplexního kráteru Plato. Nejmladší výlev láv je pravděpodobně poměrně tenký a leží na mohutnějším starším výlevu stejného stáří, jako je Mare Imbrium. Pod popsány výlevy leží původní kráterové dno tvořené utuhnutými impaktními taveninami a fragmentovanými horninami ve formě brekcii Geologic Atlas of the Moon; [6]).

Utuhnutá láva tvořící současnou výplň kráteru je tmavší, hladší a na jejím povrchu je menší hustota impaktních kráterů, než je tomu na výlevech v okolních oblastech

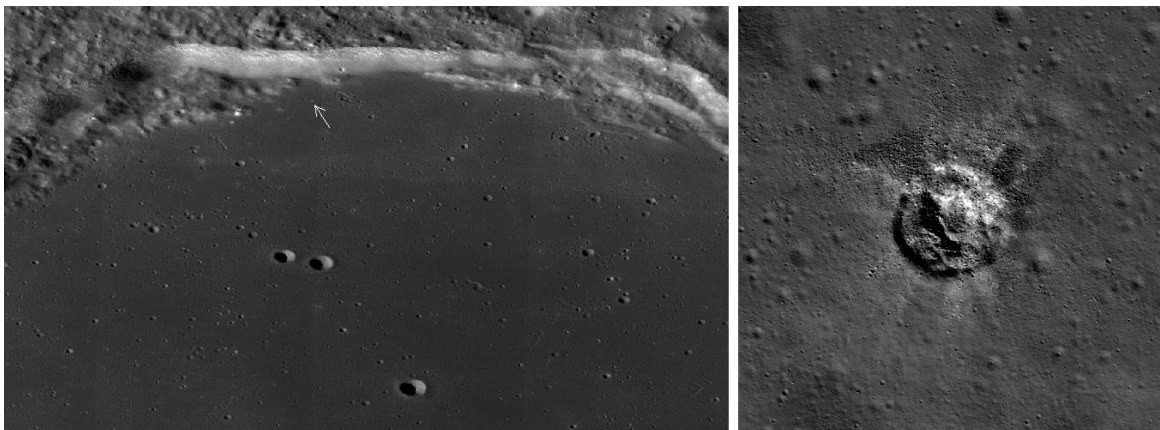


Mare Imbrium a Mare Frigoris. Kráter Plato není s těmito moři přímo spojen, a proto musely bazaltické výlevy do prostoru kráteru pronikat trhlinami na kráterovém dně, které vznikly již během impaktu. Menší hustota impaktních kráterů svědčí o tom, že výlev lávy v kráteru Plato jsou mladší, než okolní měsíční moře. Přesto lze (vzhledem ke stáří) nejmladšího výlevu pozorovat na jeho povrchu velké množství impaktů (obr. 56), přičemž šest z nich má průměr větší než 2 km. Na ploše téměř 8 000 km<sup>2</sup> nejsou na povrchu bazaltického výlevu v kráteru Plato zjištěny žádné brázdy, hřebeny, nebo propadliny, které jsou charakteristické pro povrchy měsíčních moří.



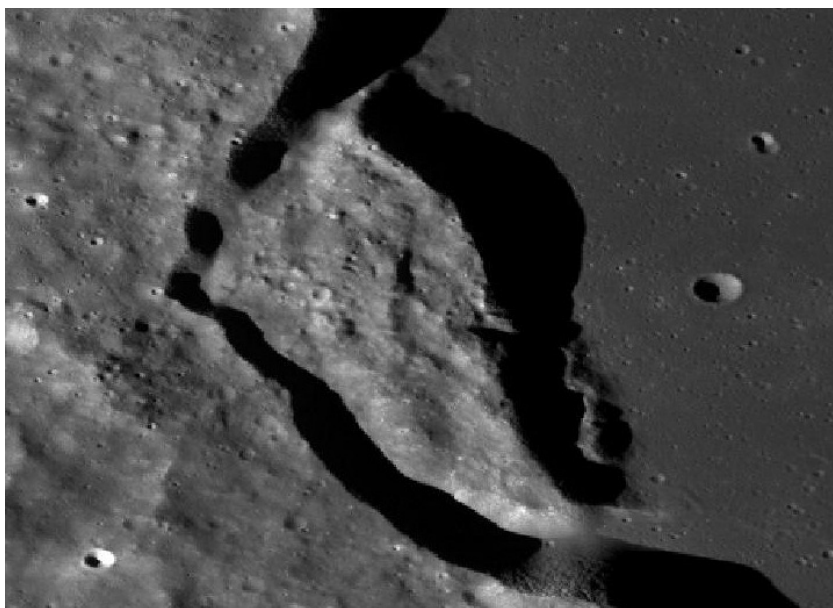
*Obr. 56 Na fotografii vpravo je detail dna impaktního kráteru Plato vyplněného bazaltickým výlevem se stářím přibližně  $2,9 \times 10^9$  let. Povrch tohoto dna je poměrně hustě pokryt impaktními krátery. Detailní fotografie vpravo je výřez zobrazený bílým obdélníkem vlevo a zobrazuje plochu přibližně 1 km<sup>2</sup> (výřezy fotografií byly vytvořeny pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*

Některé impakty na povrchu kráteru Plato mají velice zvláštní morfologii (obr. 57). Vrstva regolitu v kráteru Plato je pravděpodobně (v porovnání s povrchem starších mořských pánví) málo mocná. Malé impaktory na povrchu kráteru Plato vytvořily impaktní krátery, které vzhledem připomínají sekundární impakty po impaktorech s nízkou rychlostí dopadu. Impaktní kráter, zobrazený na obrázku 57, však vznikl vysokorychlostním impaktorem, což dokazuje jeho kruhový tvar [48], [51].

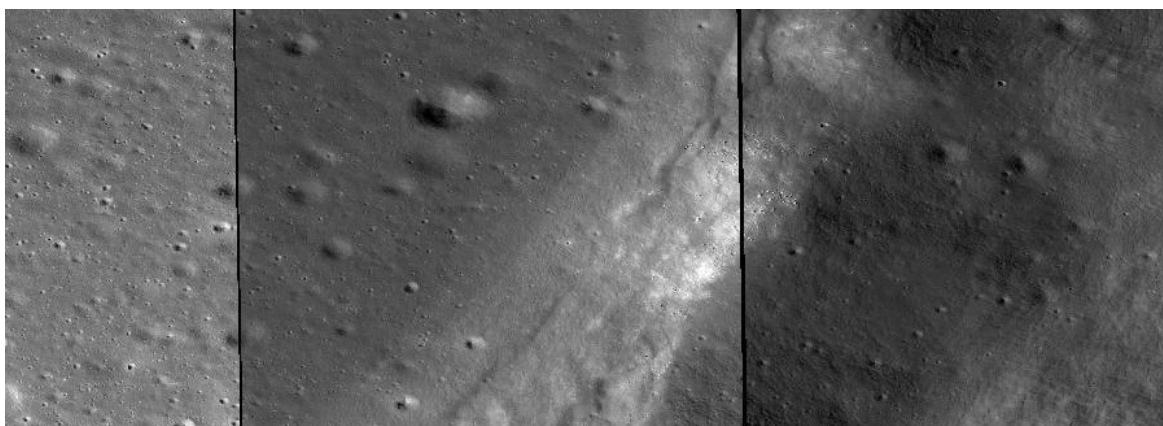


*Obr. 57 Malý a velmi mladý impaktní kráter v bazaltu vyplněném kráteru Plato. Jeho zvláštní morfologie (nízký kráterový lem, pahorkovité nepravidelné kráterové dno a malý centrální impakt) je pravděpodobně způsobená tenkou vrstvou měsíčního regolitu ležící na tvrdší mateční hornině bazaltického původu – většina energie malého impaktoru byla spotřebována spíše na přemístění vrstvy regolitu, než na tvorbu miskovitěho tvaru klasického jednoduchého kráteru. Došlo tedy k vyvržení prachového regolitu do okolí, a to při vzniku menšího středového kráteru v pevnějším bazaltickém podloží. Poloha impaktu o průměru cca 140 m (na obrázku vpravo) je zobrazena v kráteru Plato na obrázku vlevo bílou šipkou (výřezy fotografií byly vytvořeny pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18], [51]).*

Zajímavou morfologii má i lem kráteru Plato. Přes to, že je tento lem z velké části pohřben pod bazaltickými výlevy, lze na něm pozorovat mnoho morfologických znaků charakteristických pro komplexní krátery. Podobně jako u kráteru Tycho byly stěny kráterového lemu po vzniku impaktu mnohem příkřejší a došlo na nich k řadě mohutných sesuvů podél zlomů. Největší takový sesuv lze pozorovat na západním okraji kráterového lemu (obr. 58). Jedná se o sesuv velkého bloku trojúhelníkového tvaru o délce skoro 20 km a šířce cca 10 km. K sesuvu došlo – s přihlédnutím k superpozici bazaltického výlevu – v době mezi vznikem impaktu a tímto výlevem, a to pravděpodobně velmi brzo po vzniku samotného impaktu. Další rozsáhlé sesuvy vznikly např. na severozápadní straně kráterového lemu. Přesto, že vnitřní kráterový lem je starší, než výlevy uvnitř kráteru, nachází se na něm oproti tomuto výlevu velmi málo větších impaktů (obr. 59). Je to pravděpodobně způsobeno tím, že pokud k impaktu na lemu dojde, je vzhledem ke sklonu svahu jeho tvar nestabilní a dojde k jeho zahlazení sesuvy.

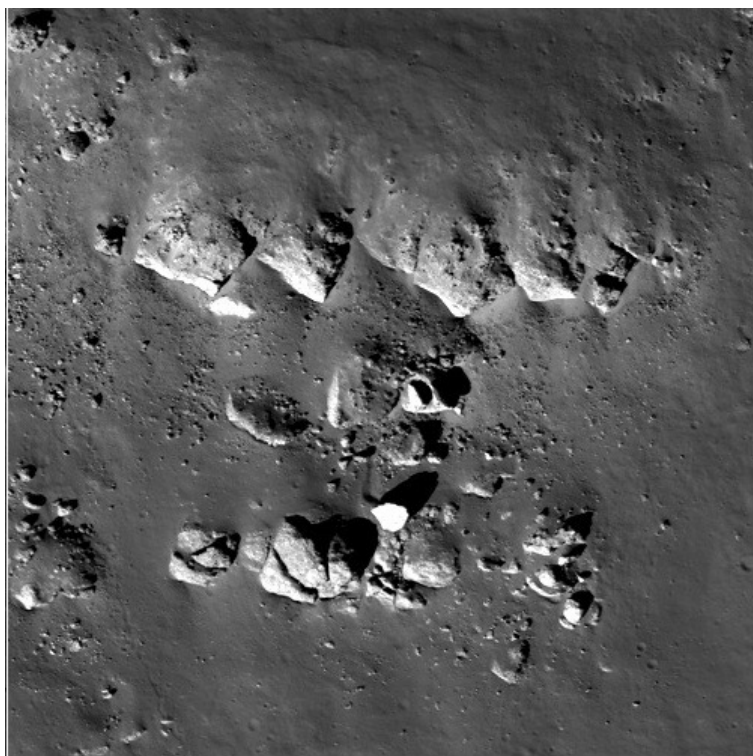


*Obr. 58 Mohutný sesuv velkého bloku na západním okraji kráteru Plato. Rozměry bloku jsou přibližně 20 x 10 km (výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*



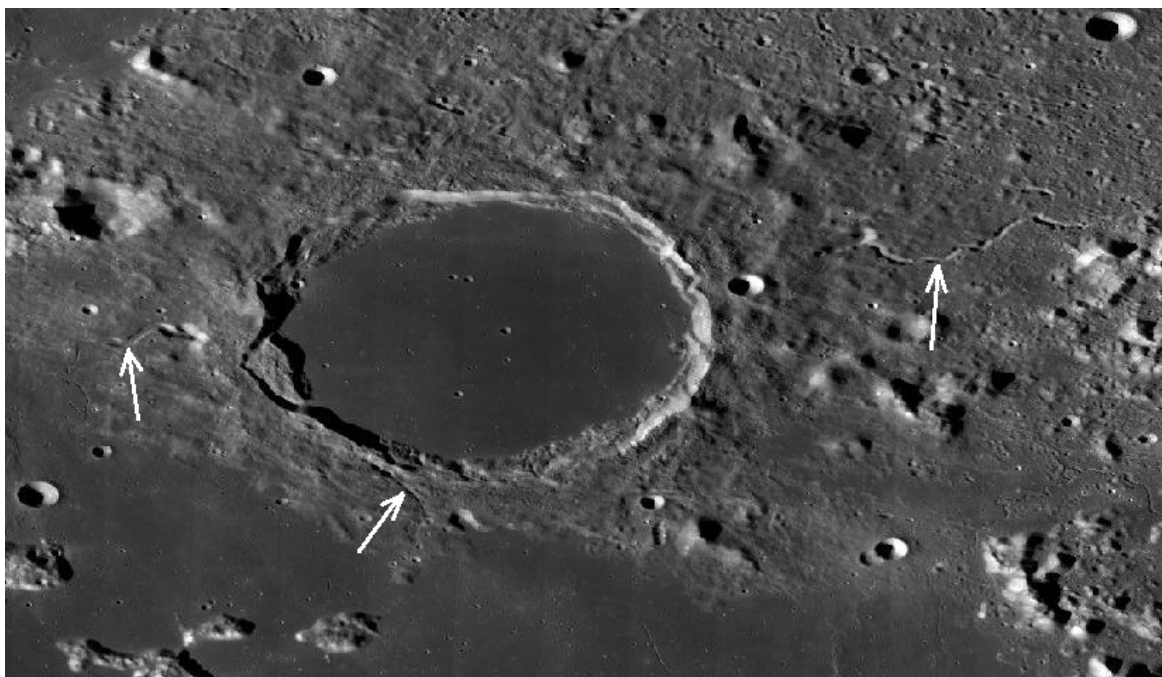
*Obr. 59 Část východního lemu kráteru Plato s vyšším sklonem svahů (světlejší pás ve středu mozaiky) obsahuje – i přes své větší stáří – méně impaktů, než mladší bazaltický výlev uvnitř kráteru (v levé části mozaiky). Vyšší sklony svahů způsobují zahlazování impaktů, což dokumentuje plošší část lemu (v pravé části mozaiky), která má na svém povrchu vyšší hustotu impaktů. Rozlišení mozaiky fotografií je přibližně 8 m/px (výřez mozaiky byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*

Sesuvy na severní části kráterového lemu kráteru Plato odkryly na několika místech výrazné skalní výchozy (obr. 60). Tyto výchozy pravděpodobně reprezentují lokální odolnou horninu z podloží kráterového lemu [53]. Tvary kráterového lemu nejsou již tak ostře zřetelné, jako u mladších impaktů éry copernican, což je způsobeno kosmickým zvětráváním a impaktním „rozoráváním“. Oba tyto erozivní procesy způsobují rozrušování hornin v makroskopickém měřítku a vyhlazují tak starší povrchové tvary Měsíce.



*Obr. 60 Skalní výchozy tvořené odolnějšími horninami na severním lemu kráteru Plato. Z fotografie se zdá, že jsou tyto výchozy původních hornin preimbriálního stáří uloženy ve vodorovných vrstvách (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [53]).*

Vzhledem ke stáří kráteru Plato již není možné v pokryvu vyvrženin tohoto kráteru pozorovat některé projevy impaktního procesu, jakými jsou např. proudy impaktní taveniny. Nedaleko kráteru Plato se však vyskytuje trojice výrazných brázd (obr. 61). Nejvýraznější brázda Rimaie Plato (jedná se o sinuous rille; obr. 62) leží přibližně 40 km na východ od lemu kráteru Plato. Nedaleko Rimaie Plato se nachází velmi zajímavý povrch, který pravděpodobně pokrývá vrstva pyroklastického materiálu. Všechny tři brázdy se zákruty vznikly pravděpodobně jako údolí vytvořené lávovými proudy [54]. Přesná doba vzniku není známá.



*Obr. 61 Bílé šipky ukazují na brázdy, které se nacházejí nedaleko kráteru Plato. Na Rimae Plato ukazuje šipka nejvíce vpravo. Jedná se o údolí se zákruty, tedy sinuous rille, které vzniklo pravděpodobně erozivním působením lávového proudu (výřez fotografie byl vytvořen pomocí Act-React Quick Map ze snímků kamery LROC sondy Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [18]).*



*Obr. 62 Detail západní části Rimae Plato v blízkosti impaktního kráteru Plato (Lunar Reconnaissance Orbiter – NASA; [54]).*



## 4. Diskuze

Porovnání morfologie vybraných impaktních kráterů Tycho a Plato dobře dokumentuje intenzitu procesů, které se podílejí na vývoji povrchu Měsíce. V první řadě je při tomto porovnání nápadné, že erozivní procesy na tělesech sluneční soustavy, které postrádají atmosféru a nejsou již výrazně tektonicky aktivní, probíhají, v porovnání s tělesy s atmosférou a/nebo endogenní aktivitou, velmi pomalu. I přes své velmi vysoké stáří ( $\sim 3,84 \times 10^9$  let; povrchové tvary a geologická stavba z tohoto dávného období nejsou na Zemi již v současné době téměř pozorovatelné) je na kráteru Plato možné pozorovat řadu morfologických znaků, které vznikaly již v období odpovídající impaktní události. Působení kosmického zvětrávání, a zároveň dalších impaktních událostí, však zahladilo tvary menšího rozsahu a členitosti. Lem a vnější okraj kráteru Plato je již účinky kosmického zvětrávání připraven (v porovnání s lemem a okrajem kráteru Tycho) o ostré kontury a morfologické detaily, jakými jsou např. proudy impaktních tavenin, či paprsků impaktních vyvrženin. Na kráteru Plato lze také dokumentovat, že tento impaktní kráter vznikl až na konci pozdního velkého bombardování povrchu Měsíce a není tedy postižen tak četnými mohutnými impaktními krátery, jako je tomu u starších srovnatelně velkých útvarů stejného původu na měsíčních vysočinách.

Také komplexní impaktní kráter Tycho má velice dobře zachovalou morfologii, což dokládá značně pomalou rychlost erozních a denudačních procesů, působících na měsíčním povrchu. Při srovnání např. s pozemským, téměř o polovinu mladším (tedy  $\sim 65 \times 10^6$  let starým) a o cca 100 km větším kráterem Chicxulub, vynikne rozdílnost časových měřítek erozivních pochodů na Měsíci a na Zemi. Kráter Chicxulub byl v podstatě objeven až podrobným satelitním snímkováním a při pozemním průzkumu v podstatě není pozorovatelný, což se rozhodně nedá říci o kráteru Tycho. V době vzniku impaktního kráteru Chicxulub byl na konci mesozoika a počátkem terciéru povrch Země výrazně jiný než v současné době, zatímco povrch Měsíce se již dokonce za více než  $2 \times 10^9$  let výrazně globálně nezměnil.

Impaktní události, a s nimi spojené procesy, byly významnou součástí vytváření primárních povrchů u téměř všech těles sluneční soustavy s pevným povrchem. Jejich význam byl pro vývoj pevných těles v rané historii sluneční soustavy umocněn podstatně vyšší hustotou impaktorů, které ještě nebyly gravitačními působeními velkých planet odmrštěny nebo usměrněny do nekolizních drah. U některých těles, včetně Země a Měsíce, byly impaktní události v jejich rané historii pravděpodobně příčinou úplného natavení

hornin primární kůry. Četnost a účinky dopadu impaktorů ovšem byly a jsou významně ovlivňovány vznikem a vlastnostmi atmosféry a hydrosféry těchto těles.

## 5. Závěry

V předložené práci je na základě dostupné literatury popsán vývoj a současný stav přírodního prostředí Měsíce. Studie je zaměřena především na morfologii nejvýraznějších povrchových tvarů, dále na vznik Měsíce a jeho geologický vývoj, popis vytváření a vývoje měsíčního regolitu a také na účinky kosmického zvětrávání na povrchové tvary Měsíce. Ve druhé části práce je popsána morfologie velkých impaktních kráterů Tycho a Plato. Vzhledem k různému stáří vybraných komplexních kráterů bylo možné porovnáním jejich vzhledu dokumentovat působení hlavních procesů, které se podílejí na vývoji povrchu Měsíce.

Současné poznatky o přírodním prostředí Měsíce svědčí o tom, že:

- Na rozsáhlých částech měsíčního povrchu se zachovaly primární povrchy tohoto tělesa a v některých oblastech se vyskytují horniny, které vznikaly z původního materiálu prvotně utužené kůry v rané fázi vývoje Měsíce.
- Impaktní události představují významné procesy v celé historii Měsíce a dalších těles sluneční soustavy, které jsou svou četností a intenzitou schopny zcela přetvářet nejen lokality dopadu impaktorů, ale též jejich rozsáhlé okolí a případně i ovlivňovat dynamiku pevných těles.
- Erozivní procesy kosmického zvětrávání na Měsíci probíhají dlouhodobě podstatně pomaleji, než kvalitativně odlišné procesy zvětrávání na Zemi a dalších tělesech sluneční soustavy se zachovanou atmosférou a/nebo vyšší endogenní aktivitou.
- Systematické historicko-genetické studium morfologie Měsíce, které je do značné míry založeno na zkušenostech s výzkumem vývoje povrchových tvarů Země, je jedním z podstatných metodologických aspektů současné planetologie.

Podrobný výzkum Měsíce v posledních desetiletích, a to především pomocí kosmické techniky, zcela změnil pohled na historii a vývoj nejen Měsíce, ale také Země a sluneční soustavy. K získání odpovědí na další otázky o vývoji povrchu i stavby Měsíce je nezbytné pokračovat v dalším intenzivním průzkumu tohoto tělesa nejenom kosmickými sondami, ale i pilotovanými lety, tedy s možností přímého studia blízkého prostoru nad jeho povrchem, vzorků hornin a detailů vývoje povrchových tvarů.

## 6. Seznam použité literatury

### Literatura:

ALLABY, A., ALLABY, M. (1999): A Dictionary of Earth Science. Oxford Press University, Oxford, 619 p.

BALDWIN, R. B. (1949): The Face of the Moon. University of Chicago Press, Chicago, 239 p.

BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. (1999): The New Solar System. Cambridge Press, Cambridge, 421 p.

BINDER, A. B. (1974): On the origin of the Moon by rotational fission. Earth, Moon and Planets, 7, 1-2, 53-76.

BOTTKE, W. F., VOKROUHLICKÝ, D., NESVORNÝ, D. (2007): An asteroid breakup 160 Myr ago as the probable source of the K/T impactor. Nature, 449, 48-53.

BŘEZINA, J. (2012): Planetologie pro geology. Dostupné z www:  
<[http://www.granometry.com/data/planetologie\\_2.doc](http://www.granometry.com/data/planetologie_2.doc)>.

CAMERON, A., WARD, W. (1976): The Origin of the Moon. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, 7, 120-122.

CERNAN, E. A., DAVIS, D. (2003): Poslední muž na Měsíci. Academia, Praha, 424 p.

CHAPRONT, J., CHAPRONT-TOUZÉ, M., FRANCOU, G. (2002): A new determination of lunar orbital parameters, precession constant and tidal acceleration from LLR measurements. Astronomy and Astrophysics 387, 2, 700-709.

CLAYTON, R., MAYEDA, T., RUBIN, A. (1984): Oxygen Isotopic Compositions of Enstatite Chondrites and Aubrites. Journal of Geophysical Research, 89, 1, 245-249.

COLE, G. H. A., WOOLFSON, M. M. (2002): Planetary Science: The Science of Planets Around Stars. Institute of Physics Publishing, London, 528 p.

FAURE, G., MENSING, T. M. (2007): Introduction to Planetary Science. Springer, Dordrecht, 526 p.

FRAKNOI, A., MORRISON, D., WOLFF, S. (2000): *Voyages to the Planets*. Saunders College Publishing, Philadelphia, 337 p.

GABZDYL, P. (2006): *Měsíc*. Aventinum, Praha, 240 p.

GANAPATHY, R., KEAYS, R. R., LAUL, J. C., ANDERS, E. (1970): Trace elements in Apollo 11 lunar rocks: Implications for meteorite influx and origin of Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 1117-1142.

GAULT, D. E., HEITOWITT, E. D., MOORE, H. J. (1964): Some Observations of Hypervelocity Impacts with Porous Media. In *The Lunar Surface Layer*, ed. SALISBURY, J. W., GLASER, P. E. Academic Press, New York, 532 p.

GOLDSMITH, D., OWEN, T. (1979): *The Search for Life in the Universe*. Benjamin/Cummings, Menlo Park, 537 p.

GREENACRE, J. A. (1963): A Recent Observation of Lunar Color Phenomena. *Sky and Telescope*, 26, 316.

HALODA, J., TÝCOVÁ, P., JAKEŠ, P., GABZDYL, P., FERNANDEZ, V. A. (2006): Lunar meteorite Northeast Africa 003-A: Microstructures, crystallization modeling and possible lunar source areas. *Lunar and Planetary Science* 38, abstract 2025.

HARTMANN, W. K., WOOD, C. A. (1971): Moon: Origin of Evolution of Multi-Ring Basins. *The Moon*, 3, 1, 3–78.

HARTMANN, W. K. (1973): Ancient Lunar Mega-Regolith and Subsurface Structure. *Icarus*, 18, 634, 634–636.

HARTMANN, W. K., DAVIS, D. R. (1975): Satellite-sized planetesimals and lunar origin. *Icarus*, 24, 504–514.

HARTMANN, W. K. (1999): Small Worlds: Patterns and Relationships. In *The New Solar System*, ed. BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. Cambridge Press, Cambridge, 421 p.

HARTMANN, W., K. (2005): *Moons & Planets*. Brooks/Cole, Belmont, 428 p.

HAWKE, B. R., SPUDIS, P., CLARK, P. (1985): The Origin of Selected Lunar Geochemical Anomalies. *Earth, Moon and Planets*, 32, 257-273.



- KENKNIGHT, C. E., ROSENBERG, D. L., WEHNER, G. K. (1967): Parameters of the Optical Properties of the Lunar Surface Powder in Relation to Solar-Wind Bombardment. *Journal of Geophysical Research*, 72, 12, 3105-3129.
- KING, E. A. (1976): *Space Geology: An Introduction*. John Wiley & Sons, Inc., Houston, 349 p.
- KOPAL, Z. (1976): *Zpráva o vesmíru*. Mladá Fronta, Praha, 290 p.
- KOZYREV, N. (1959): Observation of Volcanic Process on the Moon. *Sky and Telescope*, 18, 184.
- KŘÍŽEK, M. (2008): Projevuje se gravitační aberace v dynamice Sluneční soustavy a rozpínání vesmíru? *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, 53, 4, 295-314.
- LANG, K. R. (2011): *The Cambridge Guide to the Solar System*. Cambridge University Press, Cambridge 475 p.
- LEONARDI, P. (1976): *Volcanoes and Impact Craters on the Moon and Mars*. Elsevier, Calliano, 463 p.
- MERRILL, G. P. (1897): *Rocks, rock-weathering and soils*. MacMillan Company, New York: 411 p.
- MIDDLEHURST, B., CHAPMAN, W. (1968): Tidal Cycles and Lunar Event Mechanisms. *Astronomy Journal*, 73, 192-193.
- MORRISON, D. (1982): *Voyages to Saturn*. NASA, Washington DC, 227 p.
- PAUER, M. (2011): Fyzika Měsíce. *Astropis*, 2011/3, 30-35.
- PIETERS, C. (1982): Copernicus Crater Central Peak: Lunar Mountain of Unique Composition. *Science*, 215, 4528, 59-61.
- PITJEVA, E. V., STANDISH, E. M. (2009): Proposals for the masses of the three largest asteroids, the Moon-Earth mass ratio and the astronomical unit. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 103, 365-372.
- RÜKL, A. (1991): *Atlas Měsíce*. Aventinum, Martin, 224 p.

- SCHULTZ, P. H., SPUDIS, P. (1979): Evidence for Ancient Mare Volcanism. Lunar and Planetary Science Conference, 3, 2899-2918.
- SHOEMAKER, E. M., CHAO, E. C. T. (1961): New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3371-3378.
- SHOEMAKER, E. M., HACKMAN, R. (1962): Stratigraphic Basis for a Lunar Timescale. In *The Moon*, ed. KOPAL, Z., MIKHAILOV, Z. Academic Press, London, 571 p.
- SHOEMAKER, E. M. (1965): Preliminary Analysis of the Fine Structure of the Lunar Surface. Ranger VII, part II, Experimenters' Analyses and Interpretations. JPL. 32-700.
- SHOEMAKER, E. M., SHOEMAKER, C. S. (1999): The Role of Collisions. In *The New Solar System*, ed. BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. Cambridge Press, Cambridge, 421 p.
- SHORT, N. M., FORMAN, M. (1972): Thickness of Crater Impact Ejecta on the Lunar Surface. *Modern Geology*. 3, 69, 69-91.
- SHORT, N. M. (1975): *Planetary Geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, 394 p.
- SPUDIS, P. D. (1999): The Moon. In *The New Solar System*, ed. BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. Cambridge Press, Cambridge, 421 p.
- STEVENSON, D. J. (1987): Origin of the moon – The Collision Hypothesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 1, 271-315.
- TAYLOR, S. R. (1975): *Lunar Science: A Post-Apollo View*. Pergamon Press, New York, 390 p.
- TAYLOR, S. R. (1982): *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Lunar and Planetary Institute, Houston, 481 p.
- WEBER, R. C., LIN, P. Y., GARNERO, E. J. (2011): Seismic detection of the lunar core. *Science* 311, 309-312.
- WILHELMS, D. E., HODGES, C., PIKE, R. (1977): Nested-Crater Model of Lunar Ringed Basins. In *Impact and Explosion Cratering*, ed. RODDY, D., PEPIN, R., MERRILL, R. Pergamon Press, New York, 1315 p.

WILHELMS, D. E. (1987): The Geologic History of the Moon. U. S. Geological Survey Professional Paper 1348, Washington, 302 p.

WILHELMS, D. E. (1993): To a Rocky Moon: A Geologist's History of Lunar Exploration. The University of Arizona Press, 477 p.

WILLIAMS, G. E. (1997): Precambrian length of day and the validity of tidal rhythmite paleotidal values. Geophysical Research Letters, 24, 4, 421-424.

WILLIAMS, J. G., TURYSHEV, S. G., BOGGS, D. H., RATCLIFF, J. T. (2006): Lunar Laser Ranging Science – Gravitational Physics and Lunar Interior and Geodesy. Advances in Space Research 37, 1, 67-71.

WHITAKER, E. A. (1978): Galileo's Lunar Observations and the Dating of the Composition of the Sidereus Nuncius. Journal of History Astronomy, 155, 9, 155-169.

#### **Internetové zdroje:**

[1] Full Moon. Solar System Exploration. Dostupné z www:

<[http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/display.cfm?IM\\_ID=9763](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/display.cfm?IM_ID=9763)>.

[2] Planety sluneční soustavy. Astro.cz. Dostupné z www: <<http://planety.astro.cz>>.

[3] The Interior Structure of the Moon: What Does Geophysics Have to Say?

Geoscienceworld.org. Dostupné z www:

<<http://elements.geoscienceworld.org/content/5/1/35/F3.expansion.html>>.

[4] Apollo ALSEP. Encyclopedia Astronautica. Dostupné z www:

<<http://www.astronautix.com/craft/apoalsep.htm>>.

[5] Useful Constants. International Earth rotation & reference systems service. Dostupné

z www: <<http://hpiers.obspm.fr/eop-pc/models/constants.html>>.

[6] Geologic Atlas of the Moon. U. S. Geological Survey. Lunar and Planetary Institute.

Dostupné z www: <<http://www.lpi.usra.edu/resources/mapcatalog/usgs/>>.

[7] Otisky kosmických katastrof. Prohlídka Měsíce. Dostupné z www:

<<http://mesic.astronomie.cz/mesicni-kratery.htm>>.

- [8] Kaguya Image Gallery. Terrain Camera. Dostupné z www: [http://wms.selene.darts.isas.jaxa.jp/selene\\_viewer/en/observation\\_mission/tc/tc\\_012.html](http://wms.selene.darts.isas.jaxa.jp/selene_viewer/en/observation_mission/tc/tc_012.html) >.
- [9] Lunar Orbiter views Crater Copernicus. Astronomy picture of the day. Dostupné z www: <http://apod.nasa.gov/apod/ap070616.html> >.
- [10] TAYLOR, G. J. (2006): Wandering Gas Giants and Lunar Bombardment. Planetary scientists sharing ideas and discoveries. Dostupné z www: <http://www.psrcd.hawaii.edu/Aug06/cataclysmDynamics.html> >.
- [11] Apollo 11 Image Gallery. NASA Headquarters. Dostupné z www: <http://www.hq.nasa.gov/alsj/a11/images11.html> >.
- [12] Solar Storms Could 'Sandblast' the Moon. NASA's Goddard Space Flight Center. Dostupné z www: <http://www.nasa.gov/topics/solarsystem/features/dream-cme.html> >.
- [13] Lunar Regolith Breccias and Fragmental Breccias. Department of Earth and Planetary Science. Dostupné z www: [http://meteorites.wustl.edu/lunar/regolith\\_breccia.htm](http://meteorites.wustl.edu/lunar/regolith_breccia.htm) >.
- [14] Elektricky nabité měsíční krátery. OSEL – Objective Source E-Learning. Dostupné z www: <http://osel.cz/index.php?obsah=6&clanek=4992> >.
- [15] Apollo 17 Image Gallery. NASA Headquarters. Dostupné z www: <http://www.hq.nasa.gov/alsj/a17/images17.html> >.
- [16] Early Spacecraft Visits to the Moon. Federation of American Scientists. Dostupné z www: [http://www.fas.org/irp/imint/docs/rst/Sect19/Sect19\\_4.html](http://www.fas.org/irp/imint/docs/rst/Sect19/Sect19_4.html) >.
- [17] Crater Ries. Earth Impact Database. Dostupné z www: <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/ries.html> >.
- [18] LROC ACT-REACT QuickMap. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <http://target.lroc.asu.edu/da/qmap.html> >.
- [19] Impact Craters in the Solar System. Lunar and Planetary Institute. Dostupné z www: <http://www.lpi.usra.edu/science/kiefer/Education/SSRG2-Craters/craterstructure.html> >.

- [20] LROC PDS Release Number 5. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/347-LROC-PDS-Release-Number-5.html>>.
- [21] Apollo 17 Orange Soil 74220. Lunar Planetary Institute. Dostupné z www: <[http://www.lpi.usra.edu/captem/slide\\_1.html](http://www.lpi.usra.edu/captem/slide_1.html)>.
- [22] Recipe for High-Titanium Lunar Magmas. Planetary Science Research Discoveries. Dostupné z www: <<http://www.psrhawaii.edu/Dec00/highTi.html>>.
- [23] Linné Crater. Lunar Reconnaissance Orbiter NASA. Dostupné z www: <[http://www.nasa.gov/mission\\_pages/LRO/multimedia/lroimages/lro-20100702-linne.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/multimedia/lroimages/lro-20100702-linne.html)>.
- [24] Saturn 5. Velká encyklopedie družic a kosmických sond SPACE 40. Dostupné z www: <<http://www.lib.cas.cz/space.40/LAUNCHER/USA/SATURN5.HTM>>.
- [25] Rocket impacts recorded by the Apollo seismic network. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/203-Rocket-impacts-recorded-by-the-Apollo-seismic-network.html>>.
- [26] Velká encyklopedie družic a kosmických sond SPACE 40. Dostupné z www: <<http://www.lib.cas.cz/space.40>>.
- [27] Sample 64568 Poikilitic Impact Melt Breccia. NASA Astromaterials Acquisition and Curation Office. Dostupné z www: <<http://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/64568.pdf>>.
- [28] Lunar Breccia. NASA Astromaterials Acquisition and Curation Office. Dostupné z www: <<http://curator.jsc.nasa.gov/lunar/letss/breccias.pdf>>.
- [29] Jakub Haloda: Meteorit NEA 003-A – svědectví o pozdní vulkanické aktivitě na Měsíci. Aldebaran bulletin. Dostupné z www: <[http://www.aldebaran.cz/bulletin/2007\\_08\\_met.php](http://www.aldebaran.cz/bulletin/2007_08_met.php)>.
- [30] Bulls-Eye Crater or Volcanic Vent? Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?%2Farchives%2F602-Bulls-Eye-Crater-or-Volcanic-Vent.html>>.



- [31] Another Small Volcano? Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/376-Another-small-volcano.html>>.
- [32] Apollo 15 Map and Image Gallery. NASA Headquarters. Dostupné z www: <<http://www.hq.nasa.gov/alsj/a15/images15.html>>.
- [33] Frequently Asked Questions About Saturn's Rings. NASA Jet Propulsion Laboratory. Dostupné z www: <<http://www2.jpl.nasa.gov/saturn/faq.html#roche>>.
- [34] Comet Shoemaker-Levy 9 Collision with Jupiter. NASA Data Center. Dostupné z www: <<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/comet.html>>.
- [35] Earth's Moon – Apollo 12. Oblique view of the Davy crater chain on the Moon. NASA Data Center. Dostupné z www: <[http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object\\_page/a12\\_h\\_51\\_7485.html](http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/a12_h_51_7485.html)>.
- [36] Moon trajectory in proper scale. Wikipedia. Dostupné z www: <[http://en.wikipedia.org/wiki/File:Moon\\_trajectory1.svg](http://en.wikipedia.org/wiki/File:Moon_trajectory1.svg)>.
- [37] Lunar Meteorite: Northeast Africa 003 (Lybia). Lunar Meteorites. Department of Earth and Planetary Sciences. Washington University in St. Louis. Dostupné z www: <<http://meteorites.wustl.edu/lunar/stones/nea003.html>>.
- [38] Sunrise View of Tycho Crater's Peak. NASA Lunar Reconnaissance Orbiter. Dostupné z www: <[http://www.nasa.gov/mission\\_pages/LRO/news/lro-tycho.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/news/lro-tycho.html)>.
- [39] Tycho Central Peak Spectacular! Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/411-Tycho-Central-Peak-Spectacular.html>>.
- [40] View From The Other Side. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/572-View-From-The-Other-Side.html>>.
- [41] Chaotic Crater Floor in Tycho. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/404-Chaotic-crater-floor-in-Tycho.html>>.

- [42] Strange Things Happen at Full Moon. Live Science. Dostupné z www: <<http://www.livescience.com/space/scienceastronomy/080418-strange-moon.html>>.
- [43] The Floor of Tycho – Constellation Region of Interest. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/166-The-Floor-of-Tycho-Constellation-Region-of-Interest.html>>.
- [44] Giant Flow of Impact Melt. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/601-Giant-Flow-of-Impact-Melt.html>>.
- [45] PIA02977: Photomosaic of Tycho Crater – Surveyor 7. NASA JPL Photojournal. Dostupné z www: <<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA02977>>.
- [46] River of Rock. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/591-River-of-Rock.html>>.
- [47] Ejecta in Tycho Crater. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/318-Ejecta-in-Tycho-crater.html>>.
- [48] LROC: Bench Crater in Plato. Lunar Networks. Dostupné z www: <<http://www.lunarnetworks.blogspot.cz/2011/11/lroc-bench-crater-in-plato.html>>.
- [49] Plato. Gazetteer of Planetary Nomenclature. Dostupné z www: <[http://www.planetarynames.we.usgs.gov/Feature/4757?\\_fsk=-168835225](http://www.planetarynames.we.usgs.gov/Feature/4757?_fsk=-168835225)>.
- [50] Tycho. Gazetteer of Planetary Nomenclature. Dostupné z www: <[http://www.planetarynames.we.usgs.gov/Feature/6163?\\_fsk=62992141](http://www.planetarynames.we.usgs.gov/Feature/6163?_fsk=62992141)>.
- [51] Bench Crater in Plato. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/478-Bench-Crater-in-Plato.html>>.
- [52] The Mysteries of Plato. Sky & Telescope. Dostupné z www: <<http://www.skyandtelescope.com/observing/objects/moon/3307211.html>>.
- [53] Balcony Over Plato. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/564-Balcony-Over-Plato.html>>.

[54] Plato Crater Constellation Region of Interest. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Dostupné z www: <<http://www.lroc.asu.edu/news/index.php?/archives/174-Plato-Crater-Constellation-Region-of-Interest.html>>.